Т-78
6644

РФ
99

АКАДЕМИЯ НАУК
СОЮЗА СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК

ТРУДЫ
ПОЛЯРНОЙ КОМИССИИ

ВЫПУСК 19

Ю. А. ЛИВЕРОВСКИЙ

ПОЧВЫ ТУНДР СЕВЕРНОГО КРАЯ

ЧИТАЛЬНЯ
Обл. Центр. Библиотека
— Сыктывкар —

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
ЛЕНИНГРАД · 1934

КН72.4

16 ЧЧ

АКАДЕМИЯ НАУК
СОЮЗА СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК

631
К т-78.

Проверено
1950.

86

ТРУДЫ
ПОЛЯРНОЙ КОМИССИИ

ВЫПУСК 19

Ю. А. ЛИВЕРОВСКИЙ

ПОЧВЫ ТУНДР СЕВЕРНОГО КРАЯ

ЧИТАЛЬНА
Обл. Центр. Бібліотекалöн
— Сыктывкар —

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
ЛЕНИНГРАД • 1934

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Октябрь 1934 г.

Непременный секретарь академик *В. Волгин*

Редактор издания А. И. Толмачев

Редактор работы Л. И. Прасолов

Технический редактор К. А. Гранстрем. — Ученый корректор Е. М. Мастыко

Сдано в набор 5 июня 1934 г. — Подписано к печати 10 октября 1934 г.

112 стр. (17 фиг.)

Формат бум. 72 × 110 см. — 7 печ. л. — 55992 тип. зн. в печ. л. — Тираж 1175

Ленгорлит № 23723 — АНИ № 128. — Заказ № 3344

Типография Академии Наук СССР, В. О., 9 лин., 12

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
От автора	7
I. Геоморфология	9
II. Климат	12
III. Растительность	18
IV. Общая характеристика гидротермического режима тундровой почвы	19
V. Образование тундрового микрорельефа	22
1. История вопроса. Общетеоретические соображения	—
а) Микрорельеф арктических тундр Евразии, его формы и генезис	24
б) Микрорельеф субарктических тундр Евразии, его формы и генезис	29
2. Основные классификации форм и микрорельефа тундровых почв	37
а) Арктические почвы островов Полярного моря и Ледовитого океана	—
б) Почвы материковых тундр	39
1) Микрорельеф почв арктических материковых тундр	—
2) Микрорельеф почв субарктических материковых тундр	41
VI. Типы тундровых почв	50
1. История вопроса	—
2. Реликтовые подзолы тундр	61
3. Тундровые почвы озерно-болотно-солончакового ряда	65
А. Почвы субарктической тундры	—
а) Тундровые скрыто-глеевые почвы	68
б) Тундровые охристо-глеевые почвы	71
в) Тундровые почвы с выраженным глеевым горизонтом	72
г) Тундровые торфяно-глеевые почвы	75
Б. Почвы арктической тундры	77
а) Арктические солончаковатые почвы	—
4. Тундровые почвы элювиального ряда	79
а) Подзолистые почвы	—
б) Темноцветные тундровые почвы (дерновинно-луговые)	82
VII. Почвенные подзоны тундр Северного края	84
1. Подзона солончаковато-полигональных и структурных почв	86
2. Подзона глеевых пятнистых почв	87
3. Подзона торфяно-глеевых пятнистых и бугристых почв	88
4. Подзона торфяно-подзолисто-глеевых почв	89
VIII. К вопросу о полярном земледелии в Европейской части СССР	90
Литература	92
Summary	98
Таблицы анализов	106

ПРЕДИСЛОВИЕ

Загадка тундровых почв давно уже привлекает внимание исследователей. Громадные пространства тундры, занимающей на Европейском севере сотни тысяч квадратных километров и в десять раз больше в Азии, с их своеобразной природой, столь отличной от других зон, казалось, должны дать почвоведу богатый материал не только в смысле новых географических фактов, но и для освещения общих вопросов генезиса почв и явлений выветривания.

Для территории СССР изучение тундровых почв имеет особое значение еще в связи с проблемой вечной мерзлоты и с последними этапами четвертичной истории нашего севера. Так как почва отражает в себе влияние различных сторон природы и является характерным элементом всякого ландшафта, то определение типа тундрового почвообразования должно пролить свет и на всю природу этой зоны. Составляет ли почва тундры особый климатический тип? Этот вопрос имеет уже свою историю, но до последнего времени был далек от единого удовлетворительного решения. Между тем выделить влияние зональных климатических условий важно не только с точки зрения, так сказать, формальной — для определения места тундровых почв в общепринятой классификации почвенных типов, но и для того, чтобы, исключив влияние общих условий, разобраться лучше в значении местных и выделить также элементы, унаследованные от предшествующих эпох жизни земной поверхности и почв. Если это нужно иметь в виду для каждой зоны, и в этом главное оправдание зональной теории, то по отношению к тундре, нам кажется, данная точка зрения более всего применима, так как здесь, ослабленный суровым климатом, современный почвообразовательный процесс не может так затушевать следы прежних эпох.

Автор этой работы Ю. А. Ливеровский, проведя два летних периода в тундре и перед этим еще несколько лет в лесах севера и участвуя в комплексных почвенно-ботанических и хозяйственно-бонитировочных экспедициях, имел возможность детально познакомиться с несколькими районами тундры Северного края и сравнить ее почвы с хорошо ему знакомыми почвами таежной зоны и переходной полосы лесотундры. Весьма существенным дополнением к изучению почв тундры были при этом самостоятельные исследования геоморфологических условий, давшие не только

объяснение обстановки почвообразования, но и новые факты по четвертичным отложениям, как это видно из другой работы автора, напечатанной в Трудах Геоморфологического института Академии Наук.

Такой подход позволил открыть некоторые реликты почвообразования предшествующей эпохи (погребенные подзолы) и вместе с тем достаточно полно учесть значение такого важнейшего фактора, как рельеф и микрорельеф.

Но автор верно отметил, что неправильно сводить все почвообразование только к проявлению внешних сил и условий, а необходимо также считаться с явлениями внутренней динамики почвообразования и в частности с характерными для полярных стран явлениями сползания почвенных масс. Изучение ряда новейших работ иностранных авторов по вопросам почвообразования в горных и полярных странах подкрепило эту точку зрения.

Классифицируя почвы тундры, автор воспользовался недавно предложенной новой группировкой основных разделов почвообразования проф. Полынова и выделил поэтому два ряда: 1) озерно-болотно-солончакового почвообразования и 2) элювиальный ряд, подчеркивая при этом особенности того и другого в условиях тундры по сравнению с северной лесной зоной.

Для освещения этих особенностей, конечно, нужно бы иметь более полную серию химических и других анализов, нежели те, которыми располагает автор, и потому предлагаемая им классификация тундровых почв и его генетические сопоставления, может быть, встретят возражения и нуждаются в дальнейших дополнительных исследованиях. Но во всяком случае как со стороны фактической, так и в трактовке фактов данная работа выделяется обилием нового оригинального материала и самостоятельными интересными выводами, подвигающими вперед разрешение проблемы тундрового почвообразования.

Л. Прасолов

ОТ АВТОРА

Материалом для настоящей работы послужили произведенные мною в 1930 и 1931 гг. исследования в тундрах Северного края.

В 1930 г. я принимал участие в работах Малоземельского отряда Печорской экспедиции Академии Наук в качестве почвоведа и геоморфолога. Отрядом (руководитель Ф. В. Самбук) был обследован участок Малоземельской тундры между Колоколковой губой и р. Нерутой с запада и Голодной губой и р. Печорой с востока.

В 1931 г. я принял участие в работах экспедиции Севкрайгосторга по обследованию оленьих пастбищ Северного края.

В этот период мною была изучена рекогносцировочно восточная часть Большеземельской тундры при пересечении ее на оленях, в общем с севера на юг, по маршруту становище Хабарово — Море-из — Выдера — Янгорей-из — р. Коротаиха близ устья Юрь-яга — сопка Большая Хадя — Вашуткинские озера.

От Вашуткинских озер, я спустился лодкой по р. Адзьве до устья рч. Старик-шор и отсюда правым берегом р. Адьзвы проехал на оленях до Нерью-вом. Этим пунктом и окончилась исследовательская работа.

К большому сожалению, большая часть собранных почвенных образцов погибла при крушении лодки на р. Адзьве на пороге Шелом-Кость.

Вся работа по изучению тундровых почв проведена мною под руководством Л. И. Прасолова, которому и приношу глубокую благодарность.

Ф. В. Самбука, В. Н. Андреева, А. А. Комова, З. П. Савкину благодарю за предоставленные мне материалы, использованные в этой статье.

Настоящая статья является второй частью моей работы о тундрах Северного края.

Первая часть под заглавием „Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского края“ напечатана в Тр. ГЕОМИН, вып. 7, где приведена и соответственная литература.

Ноябрь 1932 г.

Ю. Ливеровский

I. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Тундры Северного края орографически и геоморфологически схематично разделяются на 3 области:

1. Область так называемого Пай-хойского горного кряжа, занимающую северо-восточное положение.

2. Область Печорской низины, занимающую центральное положение.

3. Область Тиманского горного кряжа на западе.

1. Пай-хой. В основании Пай-хойских отложений лежит толща туффитов и порфиритов, которую Кузнецов считает докембрийской. На эозойскую толщу несогласно налегает толща верхнекембрийских песчаников, сменяющихся свитой верхнего силура. Верхний силур состоит из горизонтов мергелей, глинистых сланцев с прослойками кварцитовых песчаников и, наконец, известняков и доломитов.

Вся эта древняя толща прорезана интрузиями диабазов и по большей части перекрыта четвертичными наносами.

Пай-хой представляет типичный мелкосопочник и распадается на ряд геоморфологических областей и районов.

а) *Северный Прикарский район* Пай-хойских гребней. Выделяются гребни сопок коренных пород и между ними сглаженные пространства, образованные поддонной мореной и четвертичными морскими осадками. Редкие холмы-останцы.

б) *Район р. Ою* (Великой). Область мягких силурийских и кембрийских пород, преимущественно глинистых сланцев и доломитов, перекрытых толщей четвертичных ледниковых и морских наносов. Глубокие ущелья рек, местами карстовая гидрология. Сглаженность страны, развитие осоковых болот.

в) *Район Хабарова.* В основе складки тех же силурийских и кембрийских пород; четвертичный нанос сильно размыт морем недавних трансгрессий.

2. Печорская низина представляет котловину, зажатую между Уралом и Тиманом. Сложена она слабо дислоцированными преимущественно пермскими породами, прикрытыми ледниковым наносом, речными,

озерными отложениями и осадками морских трансгрессий. Таким образом ее можно отнести к категории прибрежных равнин смешанного типа (покрывавшихся то морскими, то континентальными осадками).

Рельеф Печорской низины в общем лишь в слабой степени повторяет строение доледниковой пенепленезированной палеозойской страны. В основном рельеф этот определяется эрозионными процессами, а также ледниковой аккумуляцией. В северо-восточной части Печорской низины, т. е. в юго-восточной части Большеземельской тундры, резко выделяется так называемый Кряж Чернышева — полоса дислоцированных пород, имеющих простирание, параллельное Уралу. В области Большеземельской лесотундры (район Пым-Ва-ю) он образован артинскими песчаниками и рухляками, перекрытыми базальтовым покровом.

Дать краткую схематическую характеристику строения поверхности тундровой части Печорской низины, равно как и охарактеризовать весь сложный комплекс четвертичных осадков, образующих ее поверхность, — нелегко.

С одной стороны, мы имеем дело с выравненными послеледниковыми трансгрессиями равнинами. Очень часто эти равнины примыкают к современной береговой линии Полярного моря и носят название „Лапта".

С другой стороны, в тундрах Северного края развиты разнообразные формы ледниковой аккумуляции — преимущественно грядообразные конечноморенные всхолмления.

Конечные морены в среднем достигают 150—200 м абс. выс. и 50—70 м над подножием. Наибольшие высоты конечноморенного ландшафта располагаются в центральной части Большеземельской тундры. Область так называемого Яней-Мусюра имеет абс. выс. до 400 м. Здесь, конечно, на развитии растительности и почвенного покрова должно сказаться влияние вертикальной зональности.

Значительные эпейрогенические колебания Печорский низины и связанные с ними колебания базиса эрозии существенным образом отразились на рельефе.

Кроме следов изменения гидрологии — сухих русел бывших озерных котловин и т. д., мы встречаемся в Большеземельской тундре со значительным омоложением рельефа. Глубокие узкие речные долины, глубокие овраги, кроме зависимости от специфических гидрологических условий района вечной мерзлоты, обязаны своим существованием именно омоложению рельефа.

Наконец, моменты климатических колебаний в послеледниковое время также отразились в формах рельефа. В эпоху климатического optimum'а тундра была облесена вплоть до Полярного моря океана. Это облесение препятствовало эрозионным и эоловым процессам.

В наступившее затем холодное и сухое время леса отступили на юг; эрозионные процессы, правда, не усилились, но зато наступил период интенсивной эоловой денудации. Этот период наложил сильнейший отпе-

чаток на рельеф тундры, заметный и сейчас. Кроме создания некоторых отчетливых форм эоловой аккумуляции, в основном, его значение сказалось в общем сглаживании рельефа, ярко заметном в тундре.

В текущую эпоху в связи с общим изменением климата в сторону большей влажности происходит оживление эрозионных процессов в тундре (молодые глубокие овраги, развитые повсеместно) и затухание эоловой деятельности (общее закрепление песков).

Я не касаюсь здесь подробно вопроса о ледниковой и послеледниковой истории тундр Северного края, так как рассмотрел ее в специальной работе (*40*а).[1]

3. Тиманский кряж — гористая область, тянущаяся от берега Полярного моря до истоков Вычегды. Он служит водоразделом рек Мезенского, Вычегодского и Печорского бассейнов.

Кряжеобразовательный процесс, создавший Тиман, окончился в конце палеозойской эры (Ф. Н. Чернышев), и с тех пор Тиман подвергался сильной денудации. По определению Чернышева в нем отсутствуют очерченные гребни отдельных хребтов, а встречается тот тип сглаженных хребтов, которые по немецкой терминологии называются Abrasionsgebirge.

Тиман образован горными цепями, обособленными в орографическом отношении. Каменноугольная гряда, направления NNW — SSE, оканчиваясь так называемым Святым Носом, тянется непрерывно между Сулой и Цыльмой. Она сложена сильно абрадированными с поверхности известняками, покрытыми толщей постплиоцена. Ее высота от 40 до 250 м над уровнем моря.

Параллельно ей тянется кряж Чайцынского камня, сложенный девонскими песчаниками, образующими ряд сопок от 120 до 200 и 243 м.

Древнейшие осадочные образования Тимана — серицитовые и глинистые сланцы, развитые в области между так называемыми Чайцынским и Тиманским камнями. Там же встречаются верхнедевонские глинисто-песчанистые отложения и верхнесилурийские разнообразные сиениты и габбро. Орографическая обособленность параллельных кряжей утрачивается к югу. Местность принимает характер плоской возвышенности — плато размыва. На юг от Ухты поднимаются лишь отдельные орографически обособленные возвышенности древнейших серицитовых и глинистых сланцев.

Общий характер постплиоценовых отложений Тимана (в противовес мнению акад. Чернышева, не находившего там типичных ледниковых отложений, а лишь осадки бореальной трансгрессии) следует признать аналогичным постплиоценовым отложениям других частей Печорского севера.

[1] Цифры курсивом обозначают ссылки на список литературы, помещенный в конце статьи.

МАТЕРИНСКИЕ ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ

На каких же породах развиваются почвы в тундрах Северного края? Как видно из сказанного, в основном на:

а) моренных отложениях — валунных суглинках, глинах и песках;

б) поздне- и послеледниковом комплексе наносов — на осадках флювиогляциальных потоков (пески, суглинки, супеси), озерных отложениях (большей частью песчано-пылеватых суглинках и отчасти супесях), речном аллювии;

в) отложениях межледниковой бореальной трансгрессии (местами она выходит на дневную поверхность) — на песках и сизых пластичных глинах;

г) отложениях поздне- и послеледниковых трансгрессий — по большей части на песках.

Все эти отложения обычно, но не всегда, являются значительно выщелоченными.

Карбонатные морены в качестве материнских пород встречаются лишь в области Пай-хойского кряжа. Это типичные локальные морены с большим количеством известняково-мергелистых обломков.

На коренных породах за редкими исключениями (Пай-хой, Тиман) почвы в тундрах Северного края не развиваются.

II. КЛИМАТ

В климатическом отношении тундровое почвообразование определяется следующими моментами:

а) низкими температурами воздуха зимой;

б) сравнительно высокими — летом;

в) малым количеством осадков зимой, с максимумом, приходящимся на летний период;

г) малым количеством годовых осадков, приближающихся, в особенности в континентальных тундрах северо-востока Сибири, к количеству осадков, свойственному полупустыням и даже пустыням;

д) небольшим количеством летних осадков, несмотря на максимум, падающий как раз на лето;

е) крайне малой абсолютной влажностью зимой, но значительно увеличивающейся летом;

ж) коротким вегетационным периодом.[1]

Однако такая характеристика носит слишком общий характер. Климатические условия в различных районах тундры сильно варьируют.

[1] Ср. Е. В. Мальченко (*41*) „Климатические условия в районе вечной мерзлоты." Вечная мерзлота. Сб. Акад. Наук СССР, 1930.

К большому сожалению, изучению климатических условий тундры препятствует недостаточность материалов. Не говоря уже о редком расположении полярных метеорологических станций, нужно принять во внимание непродолжительный период наблюдений, а также отрывочность, несистематичность и неполноту наблюдений.

Станция Канин Нос характеризует климатические условия на крайнем западе тундровой зоны. Станция Оксино-Пустозерск — центральную часть Северного края — Малоземельскую тундру и западную часть Большеземельской. Впрочем, данные эти, благодаря географическому положению станции Оксино-Пустозерск характеризуют лишь южную окраину тундры, переходящую в лесотундру. Станция Петрунь дает такую же характеристику, но уже для юго-восточной границы Большеземельской лесотундры (скорее даже лесной зоны) и, наконец, станция Югорский Шар освещает арктическую подзону на северо-востоке Большеземельской тундры.

К сожалению, я не мог получить почти никакого материала для определения продолжительности вегетационного периода, а по большинству станций и данных об абсолютной и относительной влажности и толщине снегового покрова.

Для характеристики тундровых условий приведу следующие данные.

Табл. 1 показывает ясно усиление континентальности по направлению с запада на восток и в особенности на северо-восток. На Канине сказывается сильное смягчающее влияние Канинско-Колгуевской ветви Гольфштрёма, особенно на побережной станции Канин Нос, данные которой приводятся. На восточной стороне Канина климат заметно континентальнее.

Станция Югорский Шар довольно резко отличается большей континентальностью климата по сравнению и с Петрунью и с Оксино-Пустозерском.

Для представления о количестве выпадающих осадков приведем данные табл. 2.

Уменьшение количества осадков на восток затушевано здесь широтой — лесотундровым положением станции Оксино-Пустозерск и лесным положением станции Петрунь.

К сожалению, по Петруни имеются лишь данные 1915 г. Для большей ясности я сравниваю их с данными 1915 же года по Югорскому Шару, а последние со своими же средними за 16 лет.

Из этого сравнения получается, что на Югорском Шаре 1915 г. был на 13% богаче осадками по сравнению со средним за 16 лет. Если для грубой характеристики принять, что и в районе Петрунь осадков выпало на 13% больше, то легко сделать поправку для получения ориентировочной цифры средней суммы осадков по Петруни (345 мм). Было бы очень интересно разделить количество осадков по временам года. Сделать это важно, так как зимние осадки, стекая при весеннем таянии с поверхности

Таблица 1

Ход средних месяч температур

Станция	Период наблюдений	Январь	Февраль	Март	Апр	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Средняя годовая
Канин Нос	1916, 1917, 1920, 1921, 1925, 1927	—	—	—	—	— 0.7	4.4	8.3	7.9	5.4	0.8	— 1.5	—	— 2.1
	Крайние температуры	—	—	—		8 17.7	26.2	24.7	28.1	20.4	8.5	10.5	—	—
		—	—	—	—2	—12.0	— 6.1	0.0	—0.7	—2.3	—9.8	—11.3	—	—
Оксино-Пустозерск . .	1896—1931	—18.4	—17.5	—14.3	—	— 0.6	5.7	12.2	10.0	4.8	—2.3	—10.4	—15.1	— 4.44
Петрунь: φ = 66.28, H = 110, λ = 60.35 . .	1904—1906, 1911, 1914—1918 Данные приведены к 35-летнему периоду	—21.1	—19.7	—16.0	—	— 0.3	7.4	14.4	11.1	5.6	—3.7	—13.4	—16.8	— 4.95
Югорский Шар H = 13, φ = 69.50, λ = 60°46′	1913—1921	—20.3	—20.6	—18.4	—1	— 3.9	2.0	5.8	6.6	2.1	—3.7	—12.2	—17.2	— 7.65

Таблица 2

Количество выпад осадков (в мм)

Станция	Период наблюдений	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Годовая сумма	Примечание
Оксино-Пустозерск	1898—1906, 1908—1916	20	17	18	19	27	3	43	49	52	34	27	20	366	Осадки за май — сентябрь 250
Канин-Нос														208.9, 182.3, 241.2	Крайние количества
Петрунь	1915	14	12	8	18	30	6	61	83	63	22	14	9	396	Годовая сумма с поправкой 345
Югорский Шар .	1915	3	29	3	2	22	4	15	71	27	19	5	2	247	
Югорский Шар .	1913—1929	12	12	11	4	12	1	27	33	38	22	15	12	217	

мерзлой почвы, только в незначительной своей части принимают участие в почвообразовательном процессе. Считая летние осадки за июнь — июль — август и сентябрь (что, конечно, недостаточно точно), мы имеем

Годовые осадки в мм

	Канин Нос	Оксино-Пустозерск	Петрунь	Югорский Шар
Зимние осадки	—	186 (8)	112 (8)	110 (8½)
Летние осадки за вегетационный период	—	178 (4)	233 (4)	107 (3½)

Количество осадков на южной окраине европейских тундр значительно больше, нежели в континентальных тундрах Сибири, где оно в среднем равняется около 200 мм в год. Если же сравнить с Сибирью северные части европейских тундр, а в особенности северо-восточную часть Большеземельской тундры, — разница в количестве осадков очень невелика.

Так, по данным, приводимым Городковым (*24*) для Гыданской тундры, годовые осадки (в мм):

Дудинка	Толстый Нос	Гольчиха	Югорский Шар
213.5	235.7	215.9	217

Поражает и вызывает сомнение ничтожное количество осадков на Канине — 208.9 мм.

Сведения относительно толщины снежного покрова наиболее полные для станций Тельвисочное, Пустозерск-Оксино (табл. 3).

Максимум в 1912 г. — 122 см.

При такой небольшой толщине снегового покрова даже в Малоземельской тундре с положительных элементов рельефа (моренные гряды, сопки) происходит интенсивное сдувание снега, и, по словам самоедов, во многих местах тундры обнажается земля.

На северо-востоке Большеземельской тундры снеговой покров должен быть еще более тонким. Судя по количеству осадков, он, вероятно,

немного отличается от снегового покрова Гыданской тундры, где, по описанию Городкова, снег ложится сравнительно ровным, плотным слоем 20—40 см на плоских вершинах холмов, а при основании склонов сугробами 1—1.5 м глубины.

Таблица 3

Толщина снегового покрова (в см) по декадам

Тельвисочное 1893—1895			Пустозерск-Оксино 1897—1903, 1895—1914								
Сентябрь			Октябрь						Ноябрь		
I	II	III	I	II	III				I	II	III
0	0	0.1	2	4	6				11	18	27
Декабрь			Январь						Февраль		
I	II	III	I	II	III				I	II	III
32	35	39	43	49	52				54	54	56
Март			Апрель			Май			Июнь		
I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
61	66	72	64	66	59	49	34	13	10	50	—

Данные наших станций относительно влажности носят несистематический характер.

Таблица 4

Абсолютная влажность (Оксино) (в мм)

Годы	Январь			Февраль			Март		
	Часы наблюдения			Часы наблюдения			Часы наблюдения		
	7	1	9	7	1	9	7	1	9
1900	1.3	1.3	1.3	1.1	1.2	1.1	1.4	1.6	1.5
1910	1.6	1.6	1.6	2.7	2.8	2.7	1.5	1.7	1.7
1915	1.3	1.4	1.3	1.7	1.8	1.6	0.9	1.2	1.0

Годы	Апрель			Май			Июнь		
	Часы наблюдения			Часы наблюдения			Часы наблюдения		
	7	1	9	7	1	9	7	1	9
1900	2.4	2.6	2.4	3.5	3.7	3.7	4.8	5.0	5.1
1910	2.6	2.8	2.9	4.1	4.5	4.2	4.9	5.0	5.3
1915	3.2	3.4	3.2	4.0	4.0	4.2	6.6	6.7	6.7

Таблица 5

Относительная влажность (Оксино) (в %)

Годы	Январь			Февраль			Март		
	Часы наблюдения			Часы наблюдения			Часы наблюдения		
	7	1	9	7	1	9	7	1	9
1900	85	84	85	83	83	85	87	80	88
1910	84	84	85	87	86	87	84	76	85
1915	84	84	84	84	83	82	83	80	82

Годы	Апрель			Май			Июнь		
	Часы наблюдения			Часы наблюдения			Часы наблюдения		
	7	1	9	7	1	9	7	1	9
1900	85	77	90	80	70	84	74	63	81
1910	81	73	84	80	74	82	75	64	79
1915	86	74	86	78	67	80	79	70	80

Еще более высокую влажность можно наблюдать на Канине (табл. 6 и 7).

Таблица 6

Абсолютная влажность

Среднее из трех наблюдений (7, 1, 9) (Канин) (в мм)

Годы	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
1917	—	6.4	6.5	—	—
1919	—	—	9.0	7.0	5.6
1920	—	8.1	8.3	6.9	—
1921	7.7	7.2	8.2	6.1	5.2
1922	6.8	8.4	—	7.1	—
1923	—	—	6.9	—	—
1924	—	7.2	6.9	5.6	—
1925	6.6	7.2	8.2	6.2	6.0

Данные, характеризующие вегетационный период, я имею лишь по Оксино-Пустозерску, где первый мороз (среднее за 35 лет) был 5 сентября, а последний заморозок — 19 июня. Начало вегетационного периода (температура +5° С) 12 июня. Конец вегетационного периода 14 сентября. Общая продолжительность вегетационного периода 95 дней.

ЧИТАЛЬНА
Обл. Центр. Бібліотекалöн
— Сыктывкар —

Таблица 7

Относительная влажность (Канин) (в %)

Среднее из трех наблюдений

Годы	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
1917	—	88	95	—	—
1919	—	—	93	93	95
1920	—	90	91	91	—
1921	86	94	96	86	89
1922	85	93	—	88	—
1923	—	—	97	—	—
1924	—	89	95	91	—
1925	88	88	93	—	94

III. РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Более или менее подробное описание растительности лесотундры и тундр Северного края потребовало бы специальной довольно обширной работы. В настоящем очерке я даю лишь краткую ботанико-географическую характеристику европейских тундр СССР.

В пределах интересующей нас области В. А. Андреев различает шесть подзон. Однако, как выяснится из дальнейшего изложения, с имеющимися в моем распоряжении фактами ближе согласуются подзоны, выделенные А. А. Дедовым и Ф. В. Самбуком.

Севернее границы леса А. А. Дедов и Ф. В. Самбук отмечают 4 ботанико-географические подзоны: 1) лесотундру, 2) кустарниковую, 3) мохово-кустарничковую и 4) подзону полигональных тундр.

1. Лесотундра. В полосе лесотундры лесные породы ценозы встречаются наряду с тундровыми.

В. А. Андреев различает южную лесотундру, где высокие части рельефа заняты ерниками (*Betula nana*), средние части лесными ценозами во главе с елью (*Picea obovata*), иногда с лиственницей (*Larix sibirica*), или с ходылем (*Betula tortuosa*). Плохо дренируемые пониженные части рельефа заняты сфагновыми и низинными болотами.

В северной лесотундре лесные ценозы занимают хорошо дренируемые места — главным образом высокие части рельефа песков (вершины песчаных сопок) и очень часто, в противоречии с распространенным мнением, продвигаются по водоразделам на север дальше, чем по речным долинам.

Лесные ценозы занимают около 10% всей территории (ерники 30—35%), бугристые болота свыше 50%. Севернее лесотундры располагаются уже тундровые подзоны, из которых наиболее южная кустарниковая подзона.

2. Кустарниковая подзона. Подзона эта характеризуется широким распространением карликовой березки (*Betula nana*). Ценозы с *Betula nana* занимают 50—80% площади подзоны. В южных частях подзоны, кроме того, значительную площадь занимают ивняки (с *Salix lanata*, *S. glauca*, *S. phylicifolia*, *S. lapponum*, *S. myrsinites* и др.). Наоборот, на север увеличиваются площади мохово-кустарничковой тундры, а площади ивняков и ерников сокращаются.

В депрессиях рельефа подзоны большие площади занимают болота, или представленные так называемым мочежинным комплексом, или же торфяниками с *Ledum palustre*, дернистыми осочниками и мелкими осочниками с *Carex globularis*.

3. Подзона мохово-кустарничковая характерна широким распространением мохово-пятнистой тундры с моховыми ценозами (с видами мхов; *Aulacomnium*, *Rhythidium*, *Campthothecium*). Наряду с ней встречаются и другие участки дерновинной и луговинной тундры с злаками и арктическим разнотравием (*Erytrichum villosum*, *Pedicularis versicolor*, *Lagotis stelleri* и др.). На песках ерники замещаются песчано-лишайными типами. Участие в растительном покрове ерников и ивняков (с полярными *Salix reptans*, *S. polaris*, *S. rotundifolia* и др.) незначительно.

Характер болот также изменяется по сравнению с предыдущей подзоной; в частности, исчезают бугристые и кочковатые болота, и большую роль играют осочники.

4. Последней самой северной подзоной является подзона полигональных тундр. Она занимает на материке сравнительно небольшие пространства (берега Югорского Шара). Высокие дренируемые места заняты пятнистыми полигональными тундрами с редкими лишайниками и высокоарктической растительностью, развивающейся преимущественно по трещинам, оконтуривающим полигоны (*Parrya macrocarpa*, *Lloydia serotina*, *Androsace chamaejasme* и др.). Значительные пространства подзоны, приуроченные к плохо дренируемым депрессиям рельефа, заняты осочниками.

IV. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ТУНДРОВОЙ ПОЧВЫ

Дать более или менее полную характеристику режима тундровой почвы затруднительно прежде всего потому, что условия почвообразования в различных местах тундровой зоны различны.

Поэтому я попытаюсь лишь отметить некоторые существенные общие черты режима тундровой почвы, хотя значение их будет варьировать в зависимости от местных условий. Весеннее оттаивание тундровой почвы идет весьма медленно. Вешние воды стекают с мерзлой почвы и принимают слабое участие в почвообразовании. Поздно проявляют свою деятельность растительность и микроорганизмы. Только

теплые весенние дожди конца тундровой весны способствуют скорейшему оттаиванию и углублению уровня „вечной мерзлоты". В этот период почва тундры сильно напитывается влагой за счет дождей и таяния слоя мерзлоты (можно предполагать значение конденсации атмосферной влаги туманов, очень сильных в тундре). А так как вертикальный дренаж даже водопроницаемых (песчаных) почв тундры затруднен слоем мерзлоты, температуры низки и испарение слабо — почва сильно увлажняется. В условиях анаэробиоза развиваются восстановительные процессы, создаются плывуны, приводящие к образованию пятен склонов, минеральных бугров и других специфических зональных явлений. Ниже мы рассмотрим их подробно. Для иллюстрации, насколько увлажняется почва в начале тундрового лета, отметим один характерный факт. Мне приходилось часто наблюдать в это время, как на песках, казалось бы хорошо дренируемых, после дождя лужи стояли по 2 и по 3 дня.

Наступает короткое тундровое лето. Температура поднимается до +20, +30° С. Начинается просыхание и даже растрескивание поверхностных горизонтов пятен. В этот период меняется режим почвенных растворов. Вместо токов сверху вниз, начинается поднятие почвенных вод снизу вверх. В связи с этим накопляются карбонаты на поверхности тундровых пятен, а верхние слои почвы, хотя и не на значительную толщину, охватываются аэробными процессами. Благодаря оптимуму температуры развивается деятельность микроорганизмов (интенсивное оглеение), и быстро проходит свои циклы тундровая растительность. Запас воды в тундровой почве в общем так велик, а лето так коротко, что летнее просыхание почвы незначительно.

Суглинки сильно пересыхают с поверхности на 2—3 см, редко на 5—6 см; книзу постепенно влажнеют и уже на глубине 15—20 см очень влажны. Осенью тундровые почвы проходят через второй максимум влажности. Процесс понижения „уровня вечной мерзлоты" (летнее протаивание) продолжается до глубокой осени.

Глубина летнего протаивания зависит от целого ряда факторов. С одной стороны, факторов климатических, влияние которых тщательно проанализировано А. А. Григорьевым (*15*), давшим формулу климатического „коэффициента мерзлоты", а с другой — факторов, обусловленных свойствами самой почвы. Здесь в первую очередь нужно отметить теплоемкость, теплопроводность почвенной толщи и покрывающей ее растительности и лучеиспускание поверхности почвы. Влияние экспозиции склонов благодаря специфическим условиям освещения в тундре (незаходящее солнце) незначительно сказывается на положении уровня мерзлоты.

В общем „мерзлота грубо повторяет рельеф" и лишь под водоемами-озерами, реками и некоторыми болотами, где имеется свободная боковая циркуляция значительных масс воды, мерзлота уходит далеко вглубь материнских пород.

По данным И. М. Иванова (*35*) на архипелаге Франца-Иосифа в среднем оттаивание происходит на 30 см. На Новой Земле, по данным Г. Е. Ратманова (*61*), в торфяниках на 30—40 см и на минеральном субстрате до 75 см. В Гыданской тундре, по Б. Н. Городкову (*21, 24*), в песках максимальное протаивание наблюдалось в конце сентября до 123 см, под пятнистой тундрой (какого механического состава, не указано) до 90 см, под моховой на 30—40 см; в торфяниках наименьшее протаивание на 30 см; торфяно-глеевые почвы под кустарниками протаивали всего на 40 см; торфяно-глеевые почвы гипновых болот на 45 см.

По моим наблюдениям (1930 г.), в Малоземельской тундре в торфяниках протаивание было около 30—40 см, в суглинистых грунтах около 60—80 см, в песчаных 100—120 см.

Значительно сильнее оказалось протаивание в северо-восточной и восточной частях Большеземельской тундры (1931 г.).

В арктической подзоне (сев. часть Югорского полуострова):

Вайгач — Хабарово

В торфяниках	50—60 см
В суглинистых грунтах	70—100 „
В песках	150 „ и выше

В субарктической подзоне:

Каратаиха — Вашуткинские озера

В торфяниках	70—80 см
В суглинистых грунтах	100—120 „
В песках	159—200 „

Такие различия между Малой и Большой Землей объясняются, конечно, климатическими моментами. Влажно-морской климат Малой Земли способствует высокому положению уровня вечной мерзлоты, в то время как в континентальных условиях северо-востока Большеземельской тундры идет более интенсивное протаивание.

Как бы то ни было, во всей тундровой зоне мы имеем сравнительно тонкий слой почвы, лежащий на твердой водонепроницаемой основе. Здесь есть сходство с почвами, развитыми на выходах коренных пород. Однако, в отличие от коренной породы мерзлота изменяет свой уровень в течение года и активно поддерживает влажность почвы. Влияние вечной мерзлоты на динамику почвенных процессов справедливо подчеркивалось русскими и иностранными авторами. Это влияние так велико и разнообразно, что трудно его преувеличить. Недооценка роли вечной мерзлоты Б. Н. Городковым (*100*) совершенно ошибочна и является результатом признания им ведущей роли в тундровом пятнообразовании за факторами внешними по отношению к почве. Правда, в последней работе Б. Н. Городков (*24*) высказывается уже значительно осторожнее и признает в извест-

ной мере влияние вечной мерзлоты. Но все-таки, по его мнению, воздействие внешних факторов нередко прямо противоположно воздействию вечной мерзлоты. Так, морозная трещиноватость в условиях „континентального климата к концу лета оказывается на положении дренирующей и аэрирующей сети"; зимние ветры корродируют растительный покров и тем способствуют быстрому оттаиванию и просыханию почвы в летнее время. В этом отношении с Б. Н. Городковым едва ли можно согласиться.

Дренаж морозными трещинами может быть идет, но только в редких случаях — на склонах, наоборот, как правило, в трещинах застаивается вода, постепенно накопляются торфянистые массы, и конечно оглеение идет интенсивнее. Я располагаю по этому вопросу многочисленными подтверждающими разрезами, сделанными в континентальных условиях на северо-востоке Большеземельской тундры.

Мои наблюдения согласуются с описаниями, имеющимися в литературе. В частности, Аболиным очень выпукло обрисована роль трещин и западин микрорельефа для процесса заболачивания тундровой почвы. Эта роль, по Аболину, как раз и объясняется накоплением в трещинах воды и льда. Такое же накопление в трещинах воды и ледяных линз описывает неоднократно сам Б. Н. Городков. Особенно трудно представить себе дренирующее действие трещин как раз в Гыданской тундре, по словам Б. Н. Городкова (*24*), представляющей „почти идеальную равнину". Зимнее промерзание тундровой почвы сопровождается созданием напряжений в замерзающем грунте и образованием типичных зональных форм тундрового микрорельефа — бугристо-наледных образований и особенно широко распространенных в тундре минеральных бугров и пятен, не связанных с наледями. Ниже мы более подробно рассмотрим их формы и генезис.

V. ОБРАЗОВАНИЕ ТУНДРОВОГО МИКРОРЕЛЬЕФА

1. ИСТОРИЯ ВОПРОСА. ОБЩЕТЕОРЕТИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Почвы арктических областей прежде всего обращали внимание исследователей своеобразными формами строения своей поверхности.

Ярко выраженный зональный характер тундрового микрорельефа (пятна, бугры, наплывы, связанные с текучестью почв, и т. д.) вызвал некоторое выпячивание вопросов генезиса микрорельефа в ущерб не только изучению химических свойств тундровых почв, но и даже их общей морфологии.

Такому развитию изучения арктических почв способствовало представление о ничтожности и незаметности химического выветривания в Арктике по сравнению с интенсивным физическим выветриванием (Björlykke, *87*).

К противоположной крайности приходит Б. Н. Городков. В ряде работ Б. Н. Городков (*20, 21, 24, 100*) проводит точку зрения, согласно

которой „из описаний почвенного покрова тундровой зоны следует исключить поверхностные образования — термин, раньше употребленный Танфильевым (разрядка моя. *Ю. Л.*), изучение которых принадлежит более компетенции геолога, чем почвоведа“.

Однако, отнесение строения поверхности тундровых почв (пятна, бугры и т. д.) к „геологическим образованиям“, равно как и изучение этих „образований“ независимо от почвы, как предлагает Б. Н. Городков, методологически и практически ошибочно.

В самом деле, искусственно отделять поверхность почвы от всей ее толщи и изучать отдельно поверхность и толщу — значит заранее отказаться от возможности познания почвы как целого.

Между тем, в том единстве, которое представляет тундровая почва от мерзлоты до поверхности, только через изучение процессов, происходящих в глубине почвенной толщи, мы приходим к объяснению генезиса зональных форм тундрового рельефа, а последний в свою очередь определяет многие физико-химические процессы, происходящие на глубине.

Здесь, таким образом, сложная диалектическая зависимость между глубинными и поверхностными процессами.

Комплексность и пестрота почвенного покрова тундры объясняются не столько разнообразием материнских пород, сколько условиями увлажнения.

Не только рельеф, но и микрорельеф тундры обусловливают громадную пестроту увлажнения, а следовательно и направление развития динамики почвенных процессов и растительных ассоциаций. Уже одно это доказывает теснейшую связь тундрового почвообразования с пятно- и бугро-образованием, которые Городков считает просто „поверхностными образованиями“, не связанными с динамикой почвенных процессов.

В дальнейшем я покажу, что и химические и физические процессы, в пятне и рядом с ним, идут различно.

Городков упускает из виду эти различия, так как на генезис тундрового микрорельефа смотрит сквозь призму своей „эолово-деградационной теории“ пятнообразования.

Ниже я остановлюсь на ней подробно, здесь же укажу, что характерной чертой этой теории является признание ведущей роли в тундровом пятнообразовании за факторами внешними по отношению к почве (ветер, мороз, слабый снежный покров). В то же время Б. Н. Городков отрицает значение вечной мерзлоты для тундрового почвообразования вообще и в частности для пятнообразования.

Многочисленные теории, объясняющие генезис тундрового микрорельефа, обычно старались быть универсальными, в чем и была, по моему, их основная ошибка.

Для меня нет никакого сомнения, что в силу разнообразия физико-географических условий в тундрах Евразии почвообразование и выработка микрорельефа идут разными путями.

В частности, в вопросе о пятнообразовании мы имеем интересный случай, когда одна и та же причина дает разные следствия.

К аналогичным заключениям пришел в последнее время В. В. Ревердато (*62*), 1931 г. Сопоставляя свои наблюдения с описаниями различных авторов, он пишет: „возникновение «пятнистой тундры» и близких к ней по внешнему виду образований в различных местах и различных условиях рельефа может итти совершенно различными путями, т. е. возникновение этих образований идет полифилетическим путем, а сходство их является своего рода конвергенцией; не исключается возможность в отдельных случаях участия в образовании глинистых пятен и одновременно нескольких факторов, которым различными авторами придается самодовлеющее значение“.

Отсюда, конечно, не следует эклектически, без критической оценки, подходить к существующим теориям пятнообразования. Не следует забывать, что пятнообразование есть явление зональное, что, следовательно, в основе его лежат причины, общие для всей тундровой зоны, но эти общие причины, в зависимости от местных физико-географических условий проявляются различными путями (хотя и дают на определенных фазах развития сходные результаты). С этой точки зрения я не могу согласиться с В. В. Ревердато (*62*), который объясняет генезис наблюдавшихся им 7 типов пятнистой тундры арктической и альпийской областей Сибири с точки зрения различных существующих теорий без критического разбора этих теорий.

а) МИКРОРЕЛЬЕФ АРКТИЧЕСКИХ ТУНДР ЕВРАЗИИ, ЕГО ФОРМЫ И ГЕНЕЗИС

Выше я отмечал, что своеобразное строение поверхности тундровых почв давно привлекало внимание исследователей.

В своих типичных формах поверхность арктической тундры образована большими голыми (не покрытыми растительностью) пятнами, вокруг приподнятой поверхности которых образуется каменистый валик из обломков горных пород (в материнской породе находившихся без всякой сортировки).

В других случаях, если материнская порода более однородна по механическому составу (не камениста и не щебневата), голая поверхность почвы разбивается трещинами на примыкающие друг к другу, обычно правильно шестиугольные, выпуклые полигоны. Скудная арктическая растительность селится, главным образом, в трещинах, по окраинам пятен и полигонов.

Первоначальные предположения о происхождении пятнистых арктических почв в результате высыхания и растрескивания их поверхности очень скоро отпали, и генезис этих почв явился предметом длительной дискуссии. Дискуссия особенно оживилась во время экскурсии Международного геологического конгресса на Шпицберген в 1911 г. (*93*). Но она

не дала исчерпывающего ответа на поставленный вопрос. Все исследователи сошлись, однако, в одном пункте: арктические пятна в своем происхождении связаны с почвенной мерзлотой — с замерзанием, таянием и новым замерзанием почв Арктики при условии существования слоя вечной мерзлоты. В последующих работах было предложено громадное количество теорий арктического пятнообразования. Я не буду излагать здесь эти теории, имеющие сейчас лишь историческое значение. Укажу только, что значительная группа исследователей образование арктических пятен и распределение каменистого материала в почвенной толще связывает с: а) выпиранием щебенки расширяющимся при замерзании мелкоземом, а также б) с конвекционными токами, возникающими вследствие неоднородной плотности замерзающей в почве воды. Я остановлюсь вкратце на работе Гладцина (*9* а), пытавшегося синтезировать важнейшие теории арктического пятнообразования до 1928 г.

Гладцин на основании своих наблюдений в Хибинских тундрах рассматривает динамику развития микрорельефа арктической пятнистой почвы „как своеобразный процесс выветривания, принимающий в своем развитии пространственные формы“ (стр. 319). Для объяснения процесса образования пятна-полигона он развивает идеи Хегбома (*107*, *108*, *109*), и Хамберга (*105*).

По Гладцину, мелкозем выдавливается между камнями при замерзании. Это выдавливание происходит потому, что в наносе, где мелкозем перемешан с каменистым материалом, расширяется при замерзании лишь мелкозем. Происходит постепенное накапливание мелкозема, раздвигающего камни вокруг себя. Камни на влажной поверхности мелкозема быстрее разрушаются в процессе морозного выветривания. Гладцин считает вероятным их морозный сдвиг на периферию пятна (по Хегбому), а кроме того придает большое значение передвижению их ледяными стебельками (по А. Пенку, *125* и Хамбергу, *105*). На периферии камни встречаются с камнями, движущимися от других центров. Так образуются каменистые кольца вокруг пятен мелкозема (Steinr'nge). Если камни очень крупные, то мелкозем, выдавливаясь, образует землистую кучку среди камней — землистый остров (Schuttinsel). Трещины образуются при вспучивании полигона.

Гладцин совершенно не останавливается на остроумной теории, предложенной К. Грипп (K. Gripp, *103*), хотя теория Гриппа и пользуется значительным авторитетом у ряда видных исследователей; у нас точки зрения Гриппа, между прочим, придерживается акад. Обручев (*50*, *51*).

По Гриппу, сущность процессов арктического почвообразования сводится к изменению плотности, пропитывающей тундровую почву воды при изменении температуры. Вода, пропитывающая поверхностные слои почвы, в определенные моменты достигает 4° С, в то же самое время глу-

бокие слои почвы, примыкающие к мерзлоте, будут иметь температуру равную 0° (нулевая завеса по Сумгину). Вода при 0° легче, чем вода при 4°. Поэтому в почве могут возникать восходящие токи, по виду движения похожие на токи в кастрюле, подогреваемой снизу (опыт Бенара). Поэтому Грипп дает полярным почвам название „кипящие почвы".

Саломон (Salomon, *131*), возражая К. Гриппу, заметил, что это кипение нельзя приписать просто разностям плотности воды (0.868 при 0° и 1 при + 4° С), — слои, содержащие суспензии ила, должны обладать гораздо большими разностями плотностей.

В работе Гладцина интересна попытка дать динамику развития полигона, для которой он отмечает 4 стадии (фазы) (табл. 8).

Таблица 8

I стадия	II стадия	III стадия	IV стадия
Кучки песку	—	—	—
Кучки мелкозема	Обособленные полигоны	Полигональные поля	Землистые полигоны
	Тундровые полигоны	Наледи	Грунтовый лед
Трещины	Ячеистая почва	Могильники	—
	Каменные полигоны без мелкозема	Полигоны с мелкоземом	Землистые полигоны

Эта схема представляется мне недостаточно обоснованной. Основной ее недостаток — смешение „явлений различных категорий".

Тип арктическо-альпийского микрорельефа совершенно специфичен, так же, как специфично развитие микрорельефа более южных вариантов микрорельефа тундры. Наледи, могильники, землистые полигоны и т. д. ни в коей мере не могут являться стадиями развития арктическо-альпийских каменных многоугольников, имеющих свой цикл развития.

Неясным для Гладцина остается и вопрос о происхождении неоднократно описанных каменных полигонов без мелкозема [Нансен (Nansen), *122*, Елтон (Elton) *96*, Хексли и Одель (Huxley and Odell), *110*].

Здесь уместно вспомнить, что Л. Тюлина (*77*) в высокогорной области Южного Урала (Иремель) описывает наряду с каменисто-пятнистой альпийской тундрой округлые каменистые ямы поперечником до нескольких метров и глубиной 50—70 см. Ямы образованы крупнообломочным каменистым материалом, без мелкозема и на фоне растительности напоминают большие вогнутые пятна. Тюлина считает, что ямы образовались в результате деградации каменисто-глинистых пятен. Весь тонкий глинистый материал вмывается вглубь каменистой россыпи, и на месте пятна образуется каменная яма. „Ямы, пишет Тюлина, развиваются из

маленьких глинистых пятнышек, которые постепенно зарождаются на поверхности тундры".

В. В. Ревердато (*62*) отмечает полнейшую несостоятельность теории Тюлиной (правда, только с точки зрения наблюдавшейся им динамики развития растительности гольцов).

Приведенный Тюлиной материал, по моему, вообще не дает оснований для суждения о генезисе каменных ям. Остается неясным, почему мелкозем сначала выдавливается между камнями, а затем начинает промываться обратно вглубь наноса. Связь между пятнами и ямами намечена Тюлиной также совершенно формально.

Новейшую теорию генезиса арктических почв, предложенную М. Гиньо (M. Gignaux, *98* a), мы рассмотрим ниже, так как она имеет значение для всей тундровой зоны.

Процессы арктического почвообразования осложняются боковыми движениями тундровой почвенной толщи, возникающими даже на незначительных склонах и играющими громадную роль в выработке микрорельефа всей тундровой зоны, но совершенно не отмеченными Гладциным. Еще Пенк (*93*) указывал, что текучесть почв (Bodenfliess)—распространеннейшее явление на Шпицбергене. По Пенку, все склоны различных положительных элементов рельефа Шпицбергена охвачены движением. Через крупные обломки горных пород, лежащих нижней частью в мерзлоте, переползает почва вышележащих склонов. Каждый большой валун несет на себе шапку наползшей на него почвы. По выражению Пенка „он лежит как твердый столб среди движущейся почвы". Хегбом (Högbom) тоже подчеркивает громадное значение текучести арктической почвы. В его работе приведены многочисленные примеры этой текучести и описаны различные формы, которые принимает поверхность текучей почвы. Хегбом (*108*) приводит случаи, когда эта текучесть принимает характер катастрофического оползня (у мыса Wigk). Заппер (K. Sapper, *93*) указывает на значение текучести арктической почвы; причину этой текучести он правильно видит в том, что масса арктической почвы сильнейшим образом пропитана водой.

Скольжение или течение земляных масс происходит тем легче, чем меньше препятствий представляет растительность. Скудная растительность Арктики в этом отношении наиболее благоприятна. Огромное распространение и многообразное значение текучести арктических почв подчеркивает и Мейнардус (*119, 120, 106*) (Meinardus) в недавних работах. Вместе с тем еще Пенк отмечал, что полигональные и структурные почвы встречаются на плоских равнинах, где текучесть почвы не имеет значения и, следовательно, в своих типичных формах не связана с этой текучестью.

Текучесть только на склонах (как подробно описано Хегбомом) видоизменяет строение арктических почв и ведет к образованию — „искаженных" или „искривленных" полигональных и структурных почв (Durch Erdfliessen verzerrte Polygonboden).

Новейшие исследования подчеркивают громадное значение для выработки тундрового микрорельефа и строения почвы — текучести почвенной массы.

Саломон (*131*) в новейшей классификации арктических почв различает две основные категории полигональных и структурных почв: 1) почвы без боковых движений и 2) почвы с боковым движением. Зейденфаден (Gunar Seidenfaden, *133a*) описывает движущиеся почвы (Moving soils) восточной Гренландии, причем делает интересную попытку связать распределение растительности с различными скоростями и типами боковых движений почвенных толщ.

Только очень немногие исследователи не придают достаточного значения текучести грунтов арктической тундры. По мнению Б. Н. Городкова (*24, 100*) текучесть грунтов чрезвычайно характерна лишь для Арктики, сравнительно богатой осадками и с более умеренным климатом. В тундрах с континентальным климатом при малом количестве осадков текучесть грунтов, по мнению Б. М. Городкова, не играет никакой роли. Так, в Гыданской тундре „передвижение мелкоземельного субстрата вниз по склонам представляет обычный делювиальный процесс“, говорить же „о каком-то постоянном скольжении пропитанного водой почвенного слоя по поверхности мерзлоты, возникающего в результате постепенного оттаивания ее верхнего горизонта летом“, не приходится. Разумеется, влажность климата и в частности обилие осадков способствуют передвижению и текучести грунта, но с мнением Б. Н. Городкова об отсутствии текучести грунта в континентальных тундрах согласиться нельзя.

Характерной чертой всей тундровой зоны, как известно, является то, что несмотря на очень небольшое общее количество осадков (в некоторых случаях приближающееся к количеству осадков, выпадающих в полупустынях), вследствие слабо идущего испарения и присутствия слоя вечной мерзлоты, вся толща тундровой почвы от поверхности до мерзлоты настолько сильно увлажнена, что становится очень близкой к „порогу текучести“, а во многих случаях переходит за этот порог.

Проявление „текучести почвы“ зависит от общеклиматических моментов, от условий дренажа почвы, в каждом отдельном случае, и от условий рельефа.

Гыданская тундра, по указанию Б. Н. Городкова, „идеальная равнина с разнообразным составом материнских пород“. Естественно, что при таком спокойном рельефе текучесть грунтов будет проявляться слабо, даже если они сильнейшим образом увлажнены.

Хорошо выраженные явления текучести я наблюдал на востоке Большеземельской тундры, которая в смысле континентальности едва ли очень сильно отличается от Гыданской. Конечно, в Малоземельской тундре, где осадков выпадает значительно больше и вообще сильнее сказывается влияние моря, текучесть развита значительно сильнее.

Таким образом, преуменьшать значение текучести для самых различных областей тундровой зоны не приходится.

в) МИКРОРЕЛЬЕФ СУБАРКТИЧЕСКИХ ТУНДР ЕВРАЗИИ, ЕГО ФОРМЫ И ГЕНЕЗИС

Континентально-пятнистые тундры субарктических областей Сибири были отмечены еще А. Миддендорфом (*43*). Миддендорф описывал в тундре „ряд обнаженных кучек, напоминающих кротовины (стр. 712), которые подобно маленьким грязевым вулканам выступали из-за растрескавшегося мшистого покрова и разливались по ней".

В горных областях „надобно упомянуть о небольших потоках грязи фута в 2 шириной, которые густо покрывают тундру в топких местах, где тонкий покров глины покрывает гнейсовые вершины".

Миддендорф не останавливается подробно на причинах тундрового пятнообразования, но говорит: „Выражение „земля растет", часто слышимое в устах сибиряков, без сомнения относится к различным видам разбухания земли не только от воды, но и от замерзания и обыкновенного при этом расширения".

Эта мысль Миддендорфа, в сущности, получила развитие в большинстве последующих теорий пятнообразования, родоначальником которых, по справедливости, он может считаться.

Чильман (Kjelman, *115*), описал в сибирских тундрах полигональную пятнистость и связывал ее образование с морозной трещиноватостью и действием зимних ветров. Взглядов Чильмана придерживался и Танфильев (*75*), изучавший тундровые пятна в Тиманской и Малоземельской тундрах. Растительность избирает понижения и трещины, где накопляется много снега, всецело не выдуваемого, на повышениях же микрорельефа снег сдувается, и растительность вымораживается и уничтожается снеговой коррозией. В результате создается „рамковое" распределение растительности.

Одна из наиболее старых теорий бугрообразования и пятнообразования была выдвинута Н. И. Прохоровым (*53*) на основе наблюдений в Амурской обл. Прохоров пишет: „особого внимания заслуживает процесс почвообразования, замечаемый по пологим склонам долин, речек и падей, занятых так называемыми «бугристыми марями», обусловленными своим возникновением приподнятием и часто даже разрывом почвенных болотных и полуболотных горизонтов, благодаря напору плывуноподобных расплавленных верхних горизонтов почвы". Эту способность плывуна „поднимать, вспучивать, а иногда даже прерывать верхние почвенные горизонты вместе с растительным покровом" Прохоров называет „процессом экспульсации".

На точке зрения теории Прохорова в свое время стоял целый ряд исследователей: мы назовем А. П. Левицкого (*40*), В. С. Доктуровского (*28*), и Н. В. Квашнина-Самарина (*38*).

Эту точку зрения подверг резкой критике В. Н. Сукачев (*72*), который хотя и не отрицает возможности в некоторых случаях подобных

подпочвенных сползаний плывунных полужидких слоев по мерзлому слою, но не придает им общего значения. Основные возражеения Сукачева следующие: 1) пятнистая и бугристая тундра существует и на ровных местах, где процессов оползания плывуна нет; 2) даже при наличии вышележащих точек и депрессий, пятна и бугры не могут образоваться без нарушения основных законов гидростатики; 3) если бы оползание плывунного слоя происходило в большом масштабе, „оползающий слой полужидкого плывуна снес бы на своей поверхности и верхний слой почвы", чего, как думает В. Н. Сукачев, не наблюдается; 4) слой плывуна, движущийся вниз по склону, должен был бы образовать ряд бугров, пятен, расположенных вдоль склона перпендикулярно падению склона, чего В. Н. Сукачев также не наблюдал.

В. Н. Сукачевым (*73*) выдвигается своя теория пятно- и бугрообразования. Он считает пятна и бугры „неминуемым следствием замерзания почвы и присутствия вечной мерзлоты". С наступлением момента морозного промерзания почвы полужидкий плывучий слой, характерный для пятнистой тундры, оказывается заключенным между двумя замерзающими слоями, он будет испытывать давление этих замерзающих слоев, а также сам расширяться при охлаждении.

Возникающие напряжения могут приводить либо к прорыву замерзшего верхнего слоя и выдавливанию почвенной массы (образованию пятен), либо к вспучиванию поверхности почвы (образование бугра).

Теория Сукачева получила широкое распространение и была значительно дополнена рядом авторов.

Так, Никифоров (*45*) отмечает, что в результате водонепроницаемости мерзлого грунта на его поверхности образуется „своеобразный водоносный горизонт" — так называемый „плывун". При постепенном замерзании поверхности почвы осенью, благодаря неровности поверхности „вечной мерзлоты" и неравномерной толщине верхней мерзлой корки, жидкий (плывунный) горизонт получает вид сетевидно распластанных каналов, ходов, пор. Полная же спайка вечной мерзлоты с мерзлою поверхностью, как показали зимние исследования Никифорова, происходит далеко не всегда.

Переход в твердое состояние этих жидких и полужидких масс, совершающийся в замкнутых объемах, приводит к сильным напряжениям и образованиям наледной воды и наледного льда и к бугрообразованию, или к разрыву мерзлой корки и выливанию воды на дневную поверхность. Работа Никифорова дополняет исследования С. Я. Подъяконова (*57*) и других авторов в области образования наледей, но не прибавляет ничего нового к познанию генезиса тундровых бугров и пятен, не связанных непосредственно с наледями.

Одним из первых критиков теории В. Н. Сукачева был Д. А. Драницын (*25*, *27*). Он совершенно правильно отметил отсутствие в пятнах признаков выливания плывунных масс на поверхность почвы. В частности,

Драницын 1) не наблюдал погребенной растительности или торфа в минеральной массе, 2) не наблюдал пятен, неприкрытых с боков растительностью, которые можно было бы принять за свежий вылив. Он обращает внимание на своеобразие почвенного процесса в пятнах, которой не мог бы существовать, если бы пятно образовалось выливанием. В разрезе пятен им устанавливается следующая морфология: гумусовый горизонт обычно отсутствует. Прямо сверху пятна идет „серовато-зеленоватая суглинистая, или суглинисто-иловатая масса с ржавыми примазками нежной листовато-пластинчатой структуры. Этот горизонт весьма напоминает гомологический горизонт A_2 структурного подзола, а также солончак и, что всего интереснее, вскипает с поверхности от приливания соляной кислоты". Под растительным же покровом „вскипание можно только обнаружить на значительной глубине, в толще мерзлой почвы, повидимому, уже не захваченной процессами местного почвообразования. Ничего подобного мы не встречаем среди обычных почв тундры, являющихся разновидностями полуболотных почв".

По Драницыну, пятнообразование вызывается закономерным перемещением в почве почвенного раствора, в связи со способностью воды увеличиваться в объеме при замерзании.

Драницын отмечает неравномерность состава растительного покрова тундры. Эта неравномерность (кочки, торфяной слой и т. д.) „обусловливает неравномерное напряжение задерненной поверхности во время осеннего замерзания и определяет собою возможность пятнообразования".

Мы не будем подробно излагать теорию пятнообразования Драницына, но подчеркнем ее близость к теории Гиньо-Табера, с моей точки зрения, наиболее близко стоящей к истине. В особенности это сказывается в теории образования тундровых бугров, высказанной Драницыным. Эта теория в сущности исходит из тех же принципов. По Драницыну в образовании бугров основную роль играет вода, которая, как это установил Никифоров, приобретает громадную механическую силу в смерзающихся слоях и под давлением может остаться жидкой и активной. Драницын отмечает возможность передвижения воды таликов под давлением в сторону наименьшего сопротивления, а также вероятную возможность фильтроваться сквозь мерзлый грунт.

Так или иначе, вода, попавшая в толщу бугра и замерзающая в нем, увеличивает его твердую массу на объем льда, причем процесс этот идет медленно. „Бугры", пишет Драницын, „возвышаются медленным нарастанием силы воды замерзающей, действующей незаметно и мощно, подобно винту, так как здесь незаметно закрепляется маленький достигнутый эффект". Нет сомнения, что установленное Табером явление притягивания льдом капиллярно поднимающейся воды в процессе замерзания тундровой почвы (о котором ниже) устраняет многие неясности теории Драницына.

Объяснение Чильмана о происхождении тундровых пятен, поддержанное Танфильевым, по Драницыну, не может быть общим, так как трещины ему приходились наблюдать в пятнистой тундре редко.

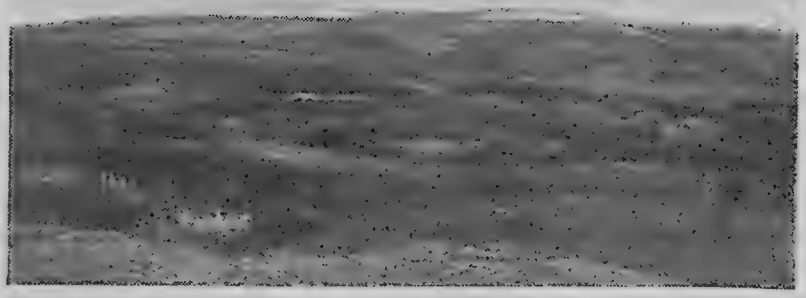
Новейшие данные Б. Н. Городкова (*21*), полученные путем стационарных наблюдений над замерзающей осенью тундровой почвой, также не поддерживают, казалось бы, вполне логичной теории Сукачева.

При осеннем замерзании поверхности тундровой почвы выделяется скрытая теплота плавления льда, поддерживающая высокую температуру более глубоких слоев почвы. Почва промерзает совершенно равномерно, причем „правильный ход кривой почвенных температур свидетельствует о ненарушимости почвы во время замерзания (Городков). Городковым была выдвинута своя денудационная теория образования пятнистых тундр, в которой он подверг взгляды Чильмана — Танфильева дальнейшей разработке.

Городков пишет: „Поверхность глинистых и супесчаных почв, при незначительном слое снега зимой, покрывается сетью морозных трещин, ограничивающих их неправильными многоугольниками. Весной талые воды заполняют трещины и замерзают там, несколько расширяя их. Лед сохраняется до лета, особенно в замшенных местах, препятствуя заплыванию трещин. При оттаивании, края трещин несколько осыпаются, получаются ложбины, и в результате возникает характерный для сухих глинистых тундр кочковатый микрорельеф. На открытых зимним ветрам участках снег скопляется лишь по ложбинам с трещинами, а выпуклая центральная часть многоугольников полируется снегом, уничтожающим растительность. Весной голые пятна быстро оттаивают и расплываются. Осенью на влажных участках пятна могут несколько выпячиваться и растрескиваться при расширении замерзающего мокрого субстрата. Более заметная деформация происходит весной, когда в трещинах таких пятен замерзает снеговая вода. В песчаных грунтах растрескивания и выпячивания почти не наблюдается“ (фиг. 1).

Существенные возражения сделаны Б. Н. Городкову В. Б. Сочавой (*68*). Отсылая интересующихся к работе В. Б. Сочава, мы отметим некоторые факты, противоречащие теории Городкова: 1) в Малоземельской тундре пятнообразование протекает весьма интенсивно, трещиноватость же очень слабая, по большей части совершенно отсутствующая среди пятнистой тундры. В центральной части Большеземельской тундры с более континентальным климатом и меньшей толщиной снегового покрова, несмотря на сильнейшую трещиноватость, пятнистость гораздо меньше; 2) пятна очень часто встречаются в депрессиях тундрового рельефа среди зарослей арктических ив и карликовой березы, где зимой почва никогда не обнажается ветрами, а, наоборот (см. фиг. 2), аккумулируются значительные массы снега, толстым слоем покрывающие почву. То же самое наблюдал В. В. Ревердато (*62*): „пятна могут возникать не только на открытых возвышенных местах, подверженных ветру, но даже и в лесу (Ревердато, В. В., 1932).

Фиг. 1. Морозная трещина. Большеземельская тундра.



Фиг. 2. Пятна среди *Betula nana* и *Salix*. Малоземельская тундра.

Самая новая теория пятнообразования изложена в вышеупомянутой работе В. Б. Сочава. В. Б. Сочава считает несомненной приуроченность пятнистых тундр Анадырского края к „местам с частичной деградацией поверхности почвенной толщи, которая во многих случаях связана с частичным и незначительным усыханием участка". Эта деградация охватывает настолько небольшой участок тундрового сообщества, что по отношению ко всему участку тундры ее можно считать равным точке. „Поскольку

даже на таком небольшом пункте торфянистый слой стал менее влажен и более дрябл, уровень мерзлоты под ним сразу сделался подверженным большим колебаниям. С весны и летом грунт скорее в таком месте оттаивает, осенью он раньше замерзает... Когда осенью, сравнительно глубоко оттаявший под зачатком пятна, минеральный грунт замерзает и увеличивается в объеме, он неизбежно производит давление на окружающие частицы грунта, но, не встречая сопротивления, лишь с поверхности выпучивается, изменяя тем самым микрорельеф участка".

Даже незначительное вспучивание усиливает процесс деградации торфа. Постепенно очень медленно, но беспрерывно минеральный грунт будет поступать к поверхности, а торфяной горизонт денудироваться. Далее В. Б. Сочава отмечает, что (как правильно считал еще Сукачев) мелкобугристые и пятнистые тундры являются двумя сторонами одного и того же процесса. Поэтому и пятна „всегда бывают несколько приподняты над общей поверхностью тундры". Бугристо-пятнистые тундры, по мнению Б. В. Сочава, особый подтип тундр, являющийся промежуточным и в морфологическом и в генетическом отношениях.

Теория Б. В. Сочава по существу дела лишь интересная попытка увязать противоречивые наблюдения и заключения исследователей тундрового микрорельефа (морозное выдавливание Сукачева, денадуционную теорию Чильмана — Танфильева — Городкова и медленный рост бугров по Драницыну).

Основные возражения против этой теории следующие:

1. Образование пятнистых тундр не может сводиться к выпиранию подпочвы под влиянием деградации торфянистой почвы, когда торфообразование достигло своего предела, так как пятнистые тундры образуются и там, где торфянистого слоя вовсе нет.

2. Даже в сформировавшемся пятне разница залегания слоя мерзлоты под пятном и рядом с пятном зачастую так незначительна (2—3 см), что и разница в промерзании и оттаивании к явлениям вспучивания не поведет.

3. В Малоземельской и Большеземельской тундрах на песках пятнистость не встречается. Мы сомневаемся в возможности образования пятнистой тундры на песках. Правда, В. Б. Сочава описывает такую пятнистость, однако, механических анализов песков не приводит. Возможно, пески были глинистые, или же на определенной глубине подстилались суглинками.

Долгое время теории генезиса тундрового микрорельефа базировались на более или менее остроумных догадках, правда основанных на непосредственном наблюдении природных явлений. Для окончательного освещения многих закономерностей надлежало воссоздать эти явления в лаборатории.

Здесь необходимо отметить опыты М. И. Сумгина (*74*), проделанные в Лаборатории Исследовательского дорожного бюро.

Отсылая читателя к первоисточнику, я отмечу только некоторые весьма важные положения, выясненные Сумгиным.

Замораживая медный цилиндр с песком (влажность 21—22% по весу), Сумгин установил, что около 1% участвовавшей в опыте воды концентрировалось у поверхности в виде ледяной линзы, образуя бугор. При температуре от +4 до 0° С песок и пылеватый грунт при влажности, близкой к полной влагоемкости, в объеме не увеличивались, но даже, наоборот, проявляли тенденцию к уменьшению объема. М. И. Сумгин объясняет это тем, что плывунные массы составляют комплекс твердых частиц и воды; вода при температурах +4 до 0° С расширяется, твердые же частицы сжимаются. Каков будет в различных случаях окончательный результат этих противоположных факторов — неизвестно.

Поставленные Сумгиным в природных условиях (в Бомнаке на р. Зее) опыты с плывуном, перенесенные затем в лабораторию, показывают, что „плывунный грунт при известной степени влажности ведет себя как жидкость.

Окончательный вывод, к которому приходит Сумгин, следующий: „возможны оба способа образования торфяных бугров и пятен-медальонов — как тот, о котором говорят Драницын и Никифоров, так и тот, о котором говорит Сукачев“.

В крупнопесчаных грубоскелетных галечниковых наносах вода может свободно передвигаться „по линии наименьшего сопротивления и, если ее достаточно, в одну зиму создать бугры, курганы и наледи. В более мелкоземистых грунтах накопление льда идет долго, и бугор образуется в течение ряда лет. И, наконец, в некоторых случаях, при сильной мелкоземлистости и при давлении, плывун двигается всей массой, как наблюдал Сукачев“.

В последнее время механизм замерзания в глинах и песках был экспериментально изучен С. Табером (*137*, *138*). Работы Табера отчетливо осветили явления, связанные с образованием пятнистых арктических почв.

Почти повторяя опыты М. И. Сумгина, Табер показывает, что при охлаждении цилиндра из сырой глины часть воды концентрируется в виде чистого кристаллического игольчатого, или чечевицеобразного льда, а другая часть воды, поглощенная глинистыми частицами, остается в жидком виде.

Если цилиндр из глины опустить нижней частью во влажный песок и начать сверху охлаждать, то в верхней части образуется лед, притягивающий к себе снизу жидкую, капиллярно поднимающуюся, воду.

Стоит только между глиной и песком положить слой крупного песка, не обладающего капиллярностью, как вода сосредоточится под слоем крупного песка, образуя здесь слой чистого льда.

Таким образом, замерзание влажной глины сопровождается сильнейшим увеличением объема не только за счет перехода воды в лед, но, главным образом, притягиванием значитель-

ного объема воды из областей, еще не замерзших в замерзшую. Вода, так сказать, всасывается замерзающей поверхностью почвы. По Таберу, вызванное этим увеличением объема давление достигает 15 атмосфер (15 кг на кв. см).

Благодаря такому увеличению в Альпах во время больших морозов шоссированные дороги вздымаются на несколько дециметров (по Таберу, до 70 см).

М. Гиньо применял идеи Табера для объяснения генезиса арктических структурных почв.

Летом почва оттаивает с поверхности до слоя вечной мерзлоты, где располагается минимум температуры почвенного слоя. Над мерзлотой находится слой, пропитанный водой, с поверхности же может происходить усыхание и растрескивание (площадки, разделенные такого рода трещинами, не имеют ничего общего с полигональными почвами). Между высыхающей поверхностью и пропитанными водой нижними слоями образуется переходный слой капиллярного поднятия влаги. Но, разумеется, такое образование влаги происходит только в глинистых почвах.

С наступлением осенних морозов в глинистых почвах происходит „сегрегация" — стяжение чистого льда, главным образом, за счет капиллярно поднимающейся воды.

Лед образуется или внутри почвенной толщи, или на ее периферии. Из-за такого поднятия воды глубоких слоев почвы (без твердых частиц) происходит расширение верхней замерзающей части почвы. Щебенка и обломки горных пород начинают ориентироваться перпендикулярно давлению (вертикально). В период весеннего таяния растаивает лед, накопившийся в результате капиллярного поднятия воды в течение осени и в начале зимы. Вода будет стекать в стороны и проникать вглубь, главным образом, в местах более проницаемых, где расположены обломки горных пород.

Пустоты, образующиеся стоком воды, постепенно заполняются наиболее тонкими частицами почвы (глиной и тонким илом). Глинистые участки, благодаря этому, постепенно обогащаются тонким материалом. Это обогащение сначала идет за счет поверхности, а затем за счет глубины. Резюмируя сказанное, можно дать следующую схему образования арктических почв: 1) восходящие токи воды из глубины (осень и зима), 2) замещение воды илом (весна и лето), постепенное накопление тонких почвенных частиц — восходящий приток ила.

Если механический состав почвы неоднороден, например, имеются участки более глинистые, восходящие токи будут сосредоточены на этих участках. Это приведет к образованию на поверхности почвы глинистого приподнятого участка, окруженного обломочно-щебневатой, или крупнозернистой полоской. Глинистые участки достигают диаметра от нескольких дециметров до нескольких метров. Мы имеем здесь тип так называемой „*структурной* почвы".

Если же почва совершенно однородная по механическому составу, вихреобразные токи капиллярного поднятия приводят к образованию правильной полигональной „*ячеистой*“ почвы. Оба эти типа генетически однородны и связаны рядом переходов.

Теория Гиньо, примененная им для объяснения генезиса строения арктических почв, разумеется объясняет и очень многие моменты генезиса почв субарктических тундр Евразии. Процессы „сегрегации“ — стяжения чистого льда за счет капиллярно поднимающейся воды здесь также происходят.

С точки зрения вышеприведенных данных Никифорова теория Гиньо получает некоторые новые интересные детали: медленное замерзание плывунных масс, сохраняющихся долгое время зимой в виде таликов (иногда даже не замерзающих совсем), показывает возможность продолжительного накопления льда.

При этом лед накопляется неравномерно — над таликами продолжительнее и интенсивнее. Отсюда понятие о приуроченности пятен к местам наиболее интенсивного развития плывуна.

2. ОСНОВНЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ И МИКРОРЕЛЬЕФА ТУНДРОВЫХ ПОЧВ

а) АРКТИЧЕСКИЕ ПОЧВЫ ОСТРОВОВ ПОЛЯРНОГО МОРЯ И ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Основные классификации тундровых (Arktische Boden, Frostboden, Eisboden) и высокогорных почв (Hochgebirgsboden) в силу вышеописанного интереса к зональным формам тундрового и высокогорного микрорельефа зачастую делались только на основании структурных форм этих почв. В понятие структурных форм (Strukturformen) вкладывались, с одной стороны, микрорельеф и строение поверхности такой почвы, а с другой — распределение каменистого и скелетного материала в почвенной толще. Поэтому существующие названия арктических и высокогорных почв, в сущности говоря, являются не почвенными названиями, и существующие классификации классифицируют почву односторонне, главным образом с точки зрения форм и генезиса тундрового микрорельефа (Polygonboden, Strukturboden, Zellenboden, Stone-polygones, Fissure-polygone, Sols polygonaux, Rutmarke и мн. др.). Классификация и терминология не представляются выдержанными, одни и те же типы разными авторами даже пишущими на одном языке, называются совершенно различно. Наиболее полной и выдержанной из классификаций, по моему мнению, является классификация Мейнардуса (*106*) структурных форм арктических почв. Мейнардус на основе структурных различий различает два основных типа арктических почв: первый тип „структурные“ (Strukturboden) и второй — „полигональные“ (Polygonboden). Структурный тип (Strukturboden) характеризуется сортировкой неоднородного почвенного материала. Округлые пятна, обра-

зованные тонким грубозернистым материалом, летом сильно влажны, окружены венцом (валиком), или полосами крупнообломочного каменного материала. В зависимости от формы пятен Мейнардус в группе структурных почв различает: 1) каменные кольца или каменные венки (Steinringe oder Steinkranze), 2) каменные сети (Steinnetze), 3) щебневатые или земляные острова на валунных полях (Schutt oder Erdinseln auf Blockfelden), 4) каменные полосы или каменные ленты (Steinstreifen oder Steinbänder). Иначе валунные полосы (Blockstreifen), 5) щебневатые террасы (Schutterassen). Две первые категории, по Мейнардусу, свойственны горизонтально расположенным почвам, две последние — почвам склонов и, наконец, третья категория (щебневатые и землистые острова) — как горизонтально, так и наклонно расположенным почвам.

Второй тип Мейнардуса — так называемые настоящие полигональные почвы. Их поверхность образована слегка выпуклой площадкой, ограниченной трещинами и имеющей форму шестиугольника.

В отличие от структурных почв полигональная почва во всей своей толще состоит из однородного тонкого материала. Камни встречаются в ней редко.

Хексли и Одель (Huxley and Odell, *110*) в основном различают те же два типа арктической пятнистости:

1) Соответствующие структурным почвам—*каменные полигоны* (Stonspolygons) и 2) соответствующие настоящим полигонам Мейнардуса *щелеватые полигоны* (Fissure polygone).

Близок к классификации Мейнардуса и Хегбом, но его классификация менее последовательна.

Полигональные почвы, по его терминологии Zellenboden, он не выделяет в особый генетический вид, а рассматривает лишь как одну разновидность группы Polygonboden, куда входят:

1) *каменные сети* (Steinnetze); 2) *каменные кольца* (Steinringe); 3) *щебневатые острова* (Schuttinseln); 4) *ячеистая почва* (Zellenboden) или Spaltennetz.

Здесь нет только группы каменных лент (Steinbänder). Эту группу Хегбом не включает в классификацию, как генетически иную, возникшую в виду текучести почвенных масс Арктики. Такое выделение было бы последовательно, если бы классификация Хегбома основывалась, действительно, на генетических, а не на морфологических признаках. Тип каменных полигональных почв отмечен и другими исследователями, например, Норденшельдом (Nordenskjöld, *123*) под названием полигональных щелеватых почв (Polygonaler Spaltenboden).

Гладцин принимает классификацию Мейнардуса, считая ее наиболее выдержанной, но непонятно запутывает терминологию, называя структурные почвы (Strukturboden Мейнардуса) — „каменные многоугольники" полигональными (Polygonboden), а полигональные (Polygonboden Мейнардуса) Zellenboden (ячеистыми). Таким образом классификацию Мейнардуса

он пересказывает терминами Хегбома. В то же самое время он совершенно не принимает в расчет текучести арктических почв, что и является одной из основных его ошибок.

Новейшая классификация Саломона (Salomon) представляется мне методологически наиболее правильной, так как она базируется не только на морфологических, но и на генетических признаках. Саломон различает:

I. Почвы без боковых движений

1) Ячеистые почвы (Sols cellulaires).

2) Почвы с „массивами" (Sols à massifs): а) каменистые кольца; б) каменистые сетки; в) каменистые островки.

II. Почвы с боковыми движениями

1) Без tjäle (вечной мерзлоты) оползающие почвы.

2) На tjäle а) гирлянды и фестоны камней, б) заборчики из камней, в) сползающие камни (большие), г) потоки камней.

б) ПОЧВЫ МАТЕРИКОВЫХ ТУНДР

Микрорельеф и почвенный покров материковых тундр Евразии качественно отличны от микрорельефа и почв высокоарктических тундр островов Полярного моря. Мы уже знаем, что Сукачев выделил субарктические равнинно-материковые тундры от арктических пятнистых Polygonboden и Strukturboden. Вместе с тем, до сих пор нет ни одной подробной генетической классификации пятнистых и бугристых субарктических тундр.

Наиболее полной является генетическая классификационная схема М. И. Сумгина (*74*). Отсылая к ней читателя, мы только отметим некоторые ее особенности. Среди девяти ландшафтных типов, выделенных М. И. Сумгиным, достаточно дробно расклассифицированы бугристо-наледные образования, в то же самое время все зональные формы тундрового микрорельефа, не зависящие от бугристо-наледных образований, объединены в одну группу — „пятна-медальоны пятнистой тундры". Между тем, в силу своего более широкого распространения в субарктических тундрах Евразии они для нас представляют как раз наибольший интерес.

Поэтому мы предлагаем ниже свою классификационную схему. Для этого мы предварительно изложим свои наблюдения, сделанные в Малоземельской и Большеземельской тундрах в 1930 и 1931 гг.

1) *Микрорельеф почв арктических материковых тундр.* Нам необходимо окончательно разрешить вопрос, действительно ли микрорельеф и структура арктических и высокогорных тундровых почв существенно

отличаются от такового более южных вариантов пятнистых и бугристых тундр субарктических пространств Евразии?

На этот вопрос приходится ответить утвердительно. Прежде всего бросается в глаза ярко-выраженный зональный характер микрорельефа арктических почв.

В пределах европейских тундр такие почвы занимают сравнительно узкую полосу на побережьи Югорского Шара и Карского моря, протягиваясь вдоль него до северной оконечности Уральского хребта. Они распространены в области Полярного Урала и южнее наблюдались мной на юг от верховий р. Кожим (хребет Селедей). В центральной части Большеземельской тундры ячеистые почвы наблюдались Ф. В. Самбуком на Яней (сопка Сив-седа). Здесь они распространены пятнами, повидимому, в связи с значительной высотой Янея (до 400 м абс. выс.) (см. фиг. 3). Яней является их западной границей. В районе Югорского Шара я наблюдал оба типа микрорельефа: с боковыми движениями и без таковых. Что касается форм пятнистости, здесь отмечены: 1) ячеистые почвы (Polygonboden) и 2) структурные (Strukturboden), в том числе каменистые кольца, сетки и из категории с боковыми движениями: гирлянды, фестоны, потоки камней. Хотя пятна и 3 группы полигонных (Polygonboden) и структурных почв качественно своеобразны и имеют каждая свою качественную определенность развития, но между ними существуют переходные формы, широко развитые на острове Вайгаче и на побережьи Югорского Шара. Это шестиугольные выпуклые пятна, разделенные друг от друга узкими глубокими трещинами, по которым ютится растительность (*Dryas*, *Androsace* и др.). На их поверхности накопляется щебенка, подвергающаяся сортировке (отнесена к краям). Сортировка щебенки идет и во всей толще такой пятнистой тундровой почвы.

Пожалуй, такой тип пятнистости, переходный между Polygonboden и Strukturboden, наиболее характерен для области Югорского полуострова.

Без сомнения, возможность его образования объясняется механическим составом материнской породы, не чисто глинистой, но и не такой каменистой, как на островах Арктики.

В посещенной мной области Полярного Урала я не наблюдал (1929 г.) типа ячеистых полигонных почв, а лишь разнообразные категории пятен структурных почв (каменистые почвы, сетки, часто островки), а также и почвы с боковыми движениями. По сравнению с арктическими структурными почвами Большеземельской тундры следует отметить их большую насыщенность влагой (плывучесть). Поверхность уральских пятен категории Steinringe и Steinnetze была настолько плывучей, что нога глубоко уходила в нее, и при ходьбе приходилось пользоваться каменными кольцами, окружающими пятна. Ничего существенно нового к вопросу о генезисе высокоарктической пятнистости я прибавить не могу и считаю наиболее вероятным их происхождение с точки зрения теории Табера-Гиньо.

2) *Микрорельеф почв субарктических материковых тундр.* На основании своих наблюдений я считаю возможным, подобно тому как Сукачев выделил пятнистые материковые тундры от высокоарктических, произвести разграничение в группе субарктической пятнистой тундры.

Имеются три основных группы пятен, различных морфологически и генетически.

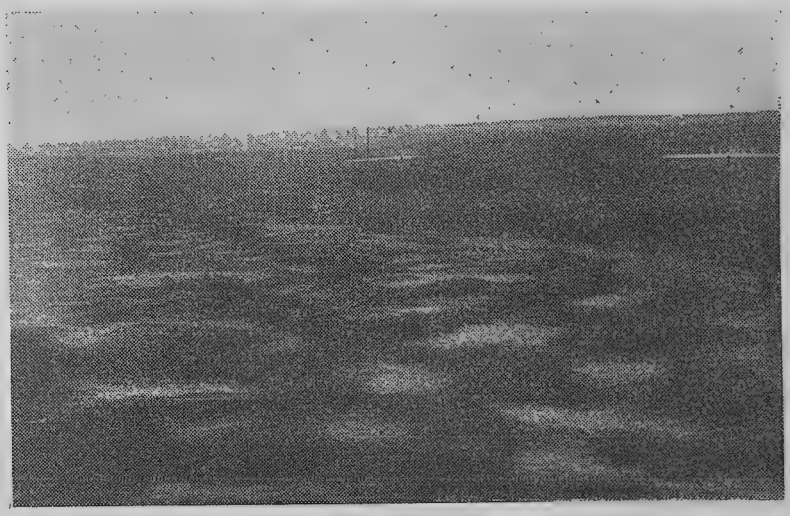
Первый тип пятен — небольшие, от 50 см до 1 м, большей частью округлые пятна, плоскоравнинных суглинистых тундр (см. фиг. 4). Часто встречаются на платообразных моренных грядах на плоских вершинах сопок. Пятна голые, лишенные всякой растительности и торфа,

Фиг. 3. Полигональная пятнистость в области Яней. Детали пятен.

или без морфологически выраженного гумусового горизонта, или, редко, с неясным маломощным гумусовым горизонтом. Чаще всего пятно несколько приподнято над окружающей поверхностью, но иногда находится с ним в одной плоскости. Мерзлота под пятном лежит несколько ниже, чем под растительностью, но очень часто эта разница незначительна. Изучение почвенного разреза в пятне и рядом с пятном не дает удовлетворительного материала для объяснения генезиса пятен. Морфологические горизонты в почвах таких пятнистых тундр в пятне и под растительностью выражены одинаково неотчетливо. Только лишь глей, иногда довольно резкий, залегает в пятне несколько глубже. Послойные механические анализы в виду большой однородности толщи пятнистой тундровой почвы не дают руководящих данных.

Значительный интерес представляют определения содержания гумуса под пятном и под растительностью (см. табл. I, стр. 106). Из таблицы видно, что кривые падения гумуса в пятне и под растительностью от поверхности почвы и до мерзлоты не только параллельны друг другу, но почти совпадают в абсолютном числовом выражении. И в пятне и под растительностью на одинаковой глубине одинаковое или почти одинаковое содержание гумуса. Изучение периферической части пятна показывает, что оно иногда оконтурено трещинной канавкой, и во всяком случае окружено некоторой депрессией микрорельефа, в толще которой почва увлажнена значительно сильнее, нежели в центральной части пятна.

Объяснение генезиса таких пятен дано ниже после описания пятен второй группы.



Фиг. 4. Пятнистость плоско равнинной суглинистой тундры. Большеземельская тундра.

Второй тип пятен — сильно выпуклые пятна, иногда имеющие вид минерального невысокого бугра с пятном на вершине (см. фиг. 5 и 6). Эти пятна всегда оконтурены депрессионной канавкой, напоминающей трещины, оконтуривающие полигональные почвы. Канавка заполнена растительностью, торфом или торфянисто-суглинистой массой. Шестиугольная форма, свойственная пятну полигональной почвы, здесь не выдерживается. Если материнская порода щебневата, наблюдалась некоторая сортировка щебенки. Она выражается прежде всего в накоплении щебенки на поверхности (как и в первом типе пятен).

Для того, чтобы составить правильное, более подробное представление об этой группе пятен, приведем описание № 10.

Фиг. 5. Малоземельская тундра. Пятна 2-го типа.

Фиг. 6. Бугристо-пятнистая тундра. Большеземельская тундра.

Разрез № 10

Большеземельская тундра. Югорский полуостров, у сопки Хуптубей.

Рельеф — плоская вершина гряды моренного суглинка.

Микрорельеф — бугры с кочками на вершинах. Злаково-дерновинная пятнисто-бугристая тундра.

Почва — тяжелый глеевый суглинок. В депрессии — торфяно-глеевый. Под валиком и пятном — торфянисто-глеевый с выраженным глеевым горизонтом.

Депрессия. Канавка, оконтуривающая валик, заполнена влажным торфянистым суглинком, по нем сочится вода.

Разрез валика (периферии пятна)

A_1. 0-8 см. Палево-серый тяжелый суглинок. Очень сухой, при раздавливании рассыпается на комковато-остроребернные комочки. Редкие желто-оранжевые пятна. Ниже охристо-оранжевая полоска.

G—A_2. 8-28 „ Сизо-синий суглинок, слоеватого сложения, комковато-остроребернной структуры. Небольшие охристо-ржавые пятна вокруг корневых ходов. Постепенно теряет окраску и переходит в

C(G) с 28 „ Грязно-серый тяжелый суглинок, мелкоикряной структуры. В нем небольшие торфяные линзы. Книзу оплывает.

Мерзлота под депрессией на 70 см.
Под валиком на 80 см.
Под пятном на 85 см.

Вода стоит в яме на глубине 50 см (под валиком).

Оглеение: реакция на воднорастворимое Fe^{II} в пятне-валике, с глубины 8 — 28 см.

Реакция на кислотно-растворимое Fe^{II} — слабая до глубины 56 см, сильная в пределах 7—47 см.

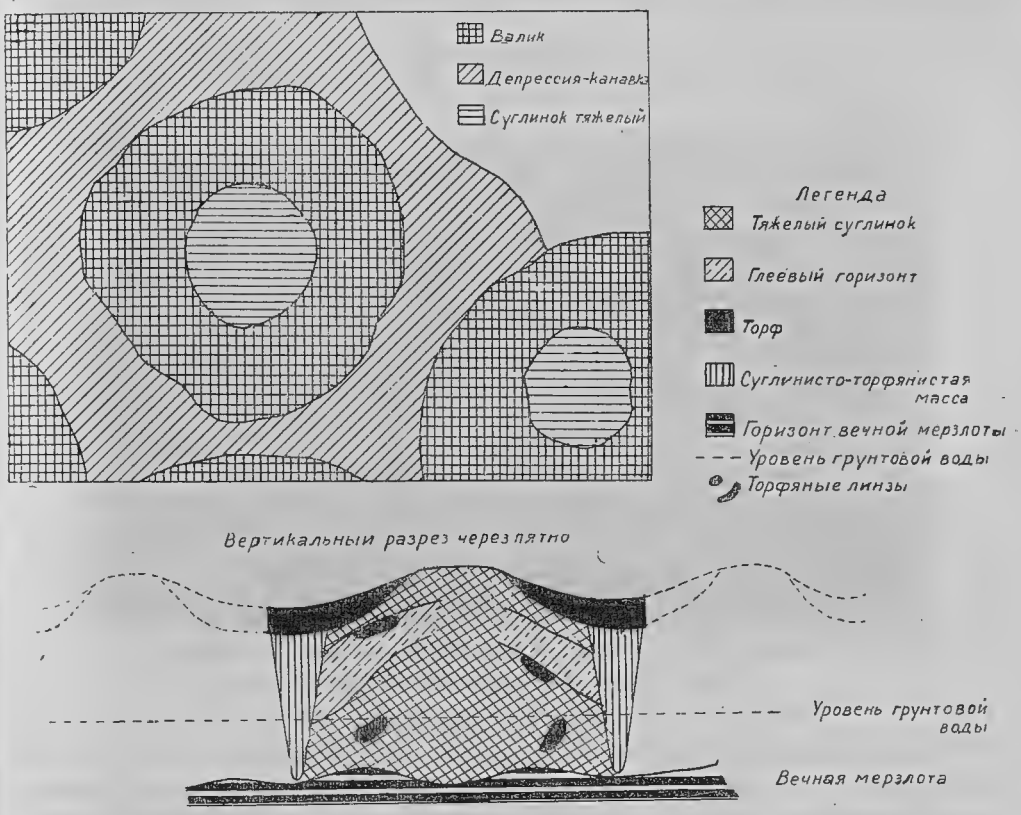
В депрессии: реакция на воднорастворимое Fe^{II} до глубины 30 см очень слабая. Реакция на кислотнорастворимое Fe^{II} до той же глубины.

Я считаю, что процесс пятнообразования как в первом, так и во втором типе идет одинаковым образом. Разница лишь в интенсивности этого процесса, в зависимости от механического состава почвенной толщи и почвенного климата, создающего различные условия увлажнения и замерзания.

В результате неоднородности растительного покрова тундры и изменений микрорельефа происходит неравномерное накопление воды (льда), капиллярно поднимающейся при замерзании к почвенной поверхности (как это показано Табером и Гиньо). Некоторое местное вспучивание поверхности тундры, оконтуривающееся затем депрессиями, является ранней стадией процесса пятно-бугрообразования. На рассмотренной же в описании № 10 стадии бугор ограничен канавками — депрессиями с водянисто-торфянистой массой, и процесс этот идет весьма показательно и интенсивно.

Над мерзлотой имеется плывунный слой, способствующий интенсивности процесса. При каждом осеннем замерзании возникают сильные токи капиллярно поднимающейся воды, а кроме того бугор с пятном, испытывая давление расширяющейся при замерзании воды сбоку и снизу, выпирается вверх, как поплавок. Схематично это представлено на фиг. 7.

Деградация растительности и создание пятна в основном определяются теми напряжениями и перемещениями, которые создаются в почве, но в некоторых условиях рельфа эолово-снеговая коррозия может ускорить этот процесс. Если в пятнах первого типа перемешивание почвенной толщи выражено слабо и во всяком случае не улавливается даже анализом, то во втором типе в разрезах пятен и бугров постоянно встре-



Фиг. 7. Пятна в плане.

чаются следы интенсивного перемешивания в виде линзочек торфа, обрывочков гумусовых горизонтов в толще пятна (их характер и расположение, конечно, ни в коем случае не говорят за возможность выливания, по Сукачеву).

Третий тип пятен и бугров вызван боковыми движениями тундровой почвы (см. фиг. 8.) Пятна эти большие, до нескольких метров в диаметре, приуроченные к склонам. Пятно имеет чаще выпуклую, но иногда плоскую поверхность. Окружающий его валик почти всегда несколько выше пятна.

Пятна эти в общем неправильной формы, но если приглядеться к большому числу пятен, то всегда заметна некоторая вытянутость пятна в направлении склона. В своей нижней части (ниже по склону) пятно

окружено более или менее подковообразным валиком. Чем круче склон, тем более вытянутую форму имеет пятно и тем оно больше. На слабых склонах валики ниже, а пятна более округлы. Часто валики разорваны, а несколько пятен сливается в одно, но это не меняет общей схемы строения пятен. Следует отметить возможность образования пятен уже при весьма слабых склонах 5—6°; вероятно поэтому русские исследователи не различали их от пятен плоских тундр (см., напр., сводки Сумгина).

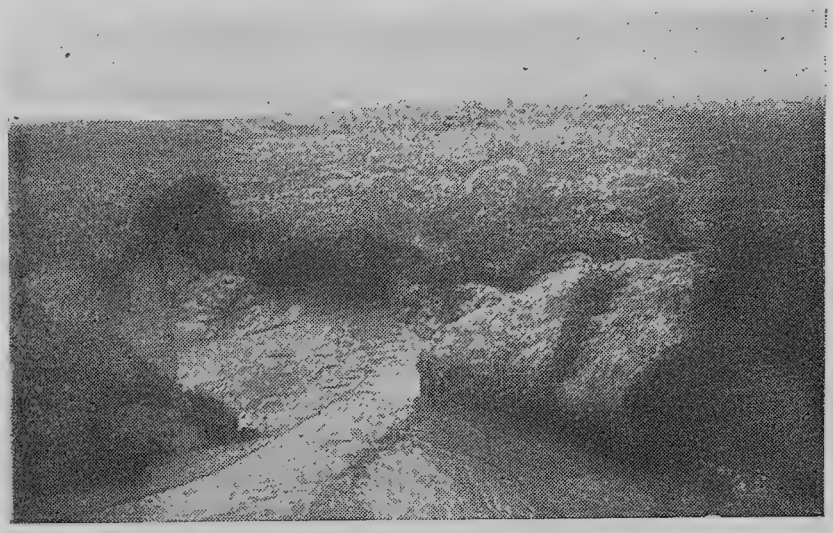
Фиг. 8. Пятна склонов. Большеземельская тундра.

Генезис пятен склонов совершенно ясен. В период летних дождей весь слой почвы между поверхностыми скрепленными растительностью горизонтами суглинков и мерзлотой превращается в плывунную массу. Если бегаешь по такой почве, или проходят по ней олени, очень часто почва начинает вибрировать, точно сплавина на болоте (ср. у Керцелли). Над самой мерзлотой суглинок еще более разжижен и превращен в настоящий плывун. Под влиянием силы тяжести большие пластичные массы начинают смещаться вниз по склону, скользя по мерзлоте и разжиженному плывыну над мерзлотой. Здесь нет „экспульсации“ в понимании этого термина Н. И. Прохоровым. Не массы плывуна движутся по склону, а сама почвенная толща двигается вниз. Это движение весьма различной скорости и интенсивности происходит в зависимости от близости почвы к порогу текучести, от ее механического состава и крутизны склонов.

Движение почвенных масс сопровождается следующими явлениями последовательно: 1) смятием дернины в складки, разрывом дернины, разрывом складок, образованием валиков и пятен, в некоторых случаях

бугров; 2) в тех случаях, когда сползание суглинка происходит быстро, сползающая масса в направлении своего движения может погребать значительные участки почвы.

Пишущему эти строки пришлось увидеть катастрофически-быстрое движение плывуна и образование бугристо-пятнистой тундры вскоре после прохождения оленей по сравнительно пологому склону — 6°, покрытому мохово-лишайниковой тундрой. В этом случае олени были тем толчком, который ускорил начавшийся раньше процесс.[1] Ввиду того, что случаи непосредственного образования бугристой тундры еще в литературе не описаны, позволю себе привести такое полное описание из своего дневника (фиг. 9, 10 и 11).



Фиг. 9. Вытекание плывуна у нижнего конца оползня (деталь). Малоземельская тундра.

Разрез № 16

Описание Ливеровского. 22 VII 1930 г. Ботаническое описание К. Н. Игошиной 23 VII 1930 г.

Рельеф — слабый восточный склон сопки Хорей-Яга (моренная гряда). Угол падения склона — 6°. Микрорельеф до оползания ровный. Растительность — моховолишайниковая, с кустарничками, тундра. Споровые 70—80% покрытия. Кустарнички 30%. Преобладают мхи 40—50%, лишайники 30—35%. Ярус споровых 3 см толщиной. Мхи под лишайниками и местами без них. Преобладает *Dicranum*. Значительная примесь диффузно-распределенного *Polytrichum*. *Dicranum* пронизан мелким печеночником *Sophosia* sp. В лишайниковом покрове преобладает *Cladonia silvatica*, значительную примесь составляют *Cetraria nivalis* и *C. cucculata*. Местами большие пятна *Sphaero*

[1] Влияние пастьбы оленей на выдавливание плывуна и образование пятен указывалось еше Миддендорфом и Керцелли.

phorus globosus, *Nephroma arcticum*, всюду рассеян *Tammelia servicularis*. Ярус кустарничков высотою 5—8 см. Пятна их диаметром 30—50 см, рыхлые. Распределение диффузное. Высота кустарничков 10—20 см. Редкая березка и единичная ива. Злаки и осоки мелкими кустами. Расстояние между кустами 10—50 см. Проекция их 1—2. Подробный видовой состав не приводится.

Почва — тундровая глеевая с невыраженным глеевым горизонтом.

Разрез рядом с образовавшейся областью пятен и бугров.

A o + A_1. Мощность 2 см, местами до 5 см. Торфянистая гипноволишайниковая подстилка, хорошо разложившаяся, влажная.

C(G). С глубины 5 см, светлопалевый суглинок, консистенция плывуна (как крутое тесто) с немногочисленными валунами. Нерезкие глеевые пятна.

Мерзлота на глубине 55 см.

Область, охваченная движением плывуна, равняется по ширине 40 м, по длине 130 м. Всего 5.200 кв. м (см. фиг. 1, 2 и 3).

Оползень возник в казалось бы хороших условиях дренажа, на участке, по характеру растительности и почвы не носящем резких следов заболачивания.

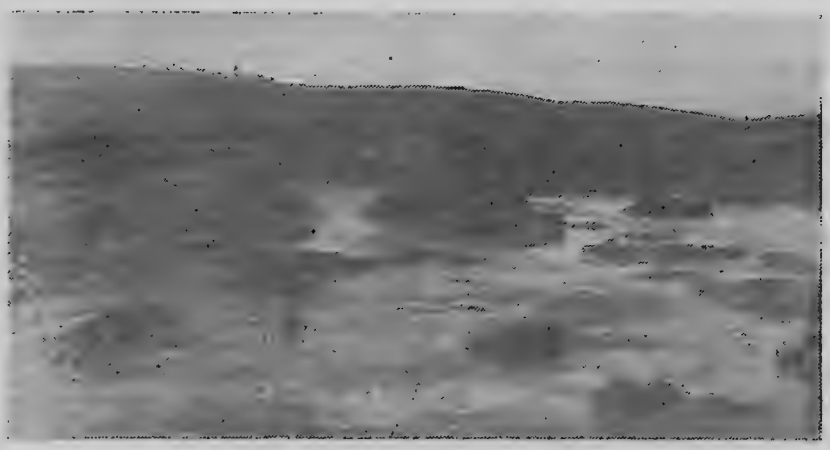
Поток плывунообразных почвенных масс в своем движении местами увлекает и погребает ниже расположенные участки дерна, торфяные и гумусовые горизонты. Поэтому часто в слое плывуна можно наблюдать гумусовые потеки, торфяные линзы, а иногда целые сплошные торфяные горизонты.

Текучесть тундровых почв кроме пятнообразования, в зависимости от пластичности породы, ведет иногда к образованию бугров. Бугристая тундра покрыта округлыми или удлиненными буграми, имеющими высоту от 40—50 см до 1 м 50 см и весьма различную площадь основания (больший диаметр от 50 см до $1^1/_2$ м). Вопросов генезиса торфяных бугров мы касаться не будем, так как они подробно изучались Ф. В. Самбуком в связи с динамикой растительной ассоциации тундры. Нас интересуют бугры, или сплошь минеральные, или же имеющие минеральное ядро.

Как правило, бугры развиваются на суглинках, глинах, иногда на двухчленном наносе, в котором песок подстилается суглинком, и очень редко (обычно отдельные бугры) — на песках. На плоских равнинах располагаются *небольшие, невысокие округлые бугры*, на склонах, даже очень слабых, — *высокие крупные бугры неправильной* формы.

Бугристость тундры тесно связана с теми же процессами, которые создают пятна. Большие бугры склонов генетически связываются с явлениями движения плывунного слоя. В разрезах таких бугров всегда можно обнаружить погребенные гумусовые или даже торфяные горизонты. Расположение этих горизонтов в связи с общим направлением склона дает возможность реконструировать направление движения плывуна. Мелкие бугры равнин в свою очередь генетически связаны с процессами, создающими и мелкие пятна равнин, о чем мы уже упоминали.

Я говорил, что на песчаной тундре бугры встречаются редко (обычно небольшими группами на склонах, особенно у подножия склонов). Пятен



Фиг. 10. Выгекание плывуна у нижнего конца оползня (общий вид). Малоземельская тундра.

Фиг. 11. Образование пятнисто-бугристой тундры путем движения плывуна на склоне. Малоземельская тундра.

(за исключением пятен эоловаго выдувания) повидимому там тоже не образуется. На очень вязких глинах вместо бугров по склону, образованому этими глинами, располагаются вытянутые параллельно друг другу и вдоль склона невысокие валики. Образование валиков связано также с движением вязких масс глины по склону.

Мы видим, что для образования бугров и пятен существует известный оптимум механического состава почво-грунтов. В песках условия пятно-бугрообразования неблагоприятны. Песок обладает малой водоем-

костью и неспособен набухать. Если вертикальный дренаж в песке и затруднен вечной мерзлотой, то боковая циркуляция воды свободна. Плывуны в песках создаются, главным образом, в разнообразных депрессиях рельефа. В тяжелых вязких глинах образованию плывуна не способствует слабая водопроницаемость, дающая возможность стока вод атмосферных осадков с поверхности почвы.

Легче всего плывуны создаются в породах, относительно водопроницаемых и с хорошей влагоемкостью (легкие и средние суглинки).

Остановимся теперь на специфических особенностях микрорельефа песков.

Мы уже говорили о сильном увлажнении в период дождей не только суглинков, но и песков. Это увлажнение способствует развитию глеевых процессов, а кроме того, определяет динамику микрорельефа песков. Слой мерзлоты, хотя и залегает в песках глубоко, но все же препятствует их вертикальному дренажу. В благоприятных условиях рельефа, на не крутых склонах, в лощинах и т. д. в песке над мерзлотой создаются плывунообразные горизонты, имеющие тенденцию двигаться в направлении склона. Такое медленное движение, в результате своеобразной внутренней эрозии толщи песка над мерзлотой, приводит к образованию довольно глубоких (50—60 см) воронок, извилистых западин, ям. Сверху общая структура почвенных горизонтов не нарушена — верхний слой песка как бы оседает на пустоту, образованную движением плывуна. О других формах микрорельефа песков, связанных с эоловыми процессами — яреях (см. фиг. 12), я уже говорил в специальной работе, посвященной геоморфологии и четвертичным отложениям северной части Печорского края, к которой и отсылаю читателя

Рассмотрев так называемые „структурные формы“ и микрорельеф почв тундровой зоны, я мог бы попытаться дать их генетическую классификацию. Но методологически такая классификация была бы неправильной. Классифицировать нужно не „поверхностные образования“ и не „структурные“ формы тундровых почв, а сами тундровые почвы в соответствии со всей совокупностью доступных нашему изучению процессов, протекающих в этих почвах.

VI. ТИПЫ ТУНДРОВЫХ ПОЧВ

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Основной вопрос о типе тундрового почвообразования до сих пор не получил разрешения. Большинство работ касаются преимущественно вопросов, связанных с зональными формами тундрового микрорельефа, очень мало останавливаются на морфологии тундровых почв и еще меньше внимания уделяют химической природе этих почв.

В. В. Докучаев (*29*) считал, что должен существовать особый „полярный тип“ почвообразования. Тундровые почвы, по Докучаеву, оттаи-

вают на „1—2—3 месяца лишь до глубины 1—1½ ф.“ Эти почвы „не выветренные“, богатые кислым перегноем и закисью железа — для культуры их необходима усиленная аэрация и тепло. В числе своих пяти главных почвенных зон Докучаев выделял особую „бореально-тундровую“. Аналогичных взглядов придерживался и Сибирцев (*66*), выделяя тундровые почвы в один из „классов зональных почв“. К. Д. Глинка (*11, 12*) тоже считает возможным выделить по типу почвообразования особую „тундровую, или торфо-лишайниковую зону“, лишь постепенно переходящую в „подзолистую или лесную зону“.

Фиг. 12. Эоловые пески в Малоземельской тундре.

Драницын (*25*) считает, что обычные тундровые почвы являются особой разновидностью „полуболотных“ почв; кроме них он описывает своеобразные „арктические солончаки“. Подзолистые почвы и обычные болотно-глеевые почвы, по Драницыну, являются в тундре интразональными.

С. А. Захаров (*32*) рассматривает тундровые почвы в отделе климатогенных почв (по преобладанию климатического фактора на развитие почвы) в виде особого подотдела почв холодного климата. В зависимости от разнообразного количества осадков, выпадающих в различных областях тундры, процесс почвообразования идет разнообразно. Захаров выделяет 3 основные типа тундры — „пустынная“, „сухая“ и „торфяная“, где соответственно развиваются почвы: аридного, семиаридного и гумидного типа [по терминологии Рамана (Ramann), *129* и Банга (Bang)]. В своей последней работе Я. Н. Афанасьев (*3*), останавливаясь на процессах тундрового почвообразования, причисляет тундру к зоне дерновых охристо-

глеевых почв. В основном, по проф. Афанасьеву, „почвы тундры, зональные и интерзональные (по понижениям), „совершенно одностильны по характеру генетических горизонтов, а следовательно и по типу своего болотистого почвообразования, и отличаются между собой лишь степенью выраженности болотного процесса“.

Схема строения почвенного профиля тундровой почвы та же, что и у других почв болотного ряда: основным горизонтом является зона анаэробная с восстановительными процессами, которая сверху и снизу, более или менее полно, отграничивается зоной окислительных процессов — охристыми и охристо-глеевыми горизонтами.

Специфическими отличиями тундровых почв по сравнению с болотными проф. Афанасьев считает отсутствие мохового торфа с поверхности, как у болот. Вместо торфа лишь слабо выраженная дернина с хорошей аэрацией, почему под ней тотчас залегает охристо-ржавая полоса, горизонт окисления восстановительных продуктов гор. G, но этот охристый слой, конечно, нельзя сравнить по генезису с элювиальным горизонтом В подзолистых „почв. Что касается восстановительных процессов, то у тундровых почв они сосредоточиваются исключительно в минеральном слое, так как органогенный слишком мал. „Мощность глеевого горизонта также миниатюрна, 10 см, и глеевый горизонт не доходит до слоя мерзлоты, на контакте которого хотя и скопляется максимум влажности“.

На основании сказанного проф. Афанасьев тундровый тип почвообразования относит к группе болотных почв в качестве самостоятельного подтипа тундровых или тундрово-глеевых почв.

К сожалению, проф. Афанасьев пользовался не своим материалом, а, как было уже упомянуто, скудным материалом почвенных работ. Тундровые почвы не покрываются в целом схемой проф. Афанасьева, хотя нет никакого сомнения, она значительно ближе других к истине.

Совершенно иного мнения держится Б. Н. Городков. По Городкову, „никакого особого типа тундровых почв не существует“; в тундре мы имеем дело лишь со „слабо подзолистыми (на песках), скрыто-подзолисто-глеевыми (на глинистых грунтах) и с торфянисто-болотными почвами“. Отсюда напрашивается сам собой вывод, сделаный Городковым и Неуструевым (*17*) в „Почвенном районировании Уральской области“. Не следует выделять особую почвенную зону — тундровую, а просто отнести ее к подзолистой зоне.

В последней своей работе, однако, Б. Н. Городков (*24*) делает маленькую уступку. Отрицая самостоятельность Арктики как особой почвенной зоны, он все же находит возможным выделить на ее северной окраине 2 подзоны (sicl *Ю. Л.*): 1) скрытоподзолистую и 2) подзону арктического почвообразования.

В скрытоподзолистой зоне подзолистость хорошо выражена лишь на песках. На глинистых и суглинистых грунтах оподзоленность морфологически не выражена. В связи с близкой мерзлотой (несколькими

страницами раньше Городков отрицал ее значение) почвы подзоны почти всегда заболочены (оглеены), но торфообразование ослаблено. В подзоне арктического почвообразования Городков не видит „какой-либо особый тип почвообразования, но лишь сильное ослабление биохимических процессов и преобладание физического выветривания". В этой подзоне нет морфологически выраженных подзолистых почв даже на песках. В почвенном покрове встречаются скрытоподзолистые поверхностно-глеевые почвы, заболоченность которых выражена слабо, и маломощные торфяно-глеевые почвы.

С взглядами Б. Н. Городкова трудно согласиться. В самом деле, основные почвообразователи: климат, растительность и микрофауна в тундре иные, нежели в подзолистой зоне; ясно, что и процесс почвообразования в тундре не может не быть иным по сравнению с подзолистой зоной. На чем же основывается Б. Н. Городков?

Прежде всего, как мы видели выше, он совершенно произвольно отрывает от почвы ее специфический микрорельеф (бугры, пятна), изучение которого, по мнению Б. Н. Городкова, подлежит компентенции геолога, а не почвоведа. Между тем, отбрасывая „поверхностые образования", генезис которых теснейшим образом связан с процессами, протекающими в толще тундровой почвы, мы выпускаем из рук путеводную нить для познания сущности этих процессов.

Факты нахождения в тундре даже в Арктике (Ратманов, Иванов) на хорошо дренируемых песках слабоподзолистых почв вовсе не говорят за принадлежность тундры к подзолистой зоне. Это просто один из многочисленных случаев нарушения закона почвенной зональности. Тундровые подзолистые почвы не большее отклонение от этого закона, чем подзолы песков Бузулукского бора. Особенно ясно это в Арктике.

Г. Е. Ратманов (*61*), описавший слабоподзолистые почвы на Новой Земле, считает, что они играют совершенно подчиненную роль в почвенном покрове Новой Земли и „явно интразональны". Из позднейших исследователей И. М. Иванов (*35*) описывает скрыто-, слабо- и дерноватоподзолистые почвы не только на песках, но и на суглинистых образованиях Земли Франца Иосифа. Однако приводимые И. И. Ивановым анализы, как он отчасти и сам сознается, вовсе еще не говорят за наличие подзолистого процесса. Светлые пятна в верхних частях почвенных разрезов, которые И. М. Иванов считал за намечающийся горизонт A_2, могут оказаться пятнами поверхностного оглеения, весьма типичного для тундры. Относительная распространенность подзолистых почв в арктической подзоне прекрасно характеризуется произведенной мною почвенной съемкой в районе становища Хабарова. Подзолистые почвы занимают там всего 3% почвенного покрова.

Изучая процесс почвообразования тундры, не следует упускать исторический момент. Многочисленные данные (изложенные мною в специальной работе) говорят за то, что в послеледниковое время, в период

климатического оптимума, леса доходили до океана; под лесом развивались найденные мною в погребенном состоянии (см. ниже, стр. 64) мощные подзолы. В последовавшее затем время произошло отступание леса. Современные тундровые почвы, по крайней мере в европейских тундрах, развиваются на местах, еще недавно заселенных лесом. Поэтому там процесс тундрового почвообразования наложен на лесное подзолистое, и если почва почему-либо не успела претерпеть полной трансформации, то исследователь, упуская исторический момент, может наделать крупных ошибок.

Драницын первый отметил возможноть накопления карбонатов на поверхности пятен суглинистой пятнистой тундры. Подобные же наблюдения сделаны Городковым в Гыданской тундре, мною на острове Вайгаче и в области Югорского полуострова. Засоленность почв Арктики и Антарктики, образование выцветов и соляных корочек описывались рядом исследователей [Хегбом, *107,108,109* (Högbom), Бланк (Blanck), *85,86*, Е. Давид (E. David) *91*, Норденшельд (Nordenskiold), *123* и др.] Ниже мы остановимся на этом вопросе подробнее, пока же отметим, что Городков не склонен искать здесь, как это делает Драницын, сходства с накоплением солей „в поверхностных горизонтах солончаков", но приравнивает это явление „к обычным выцветам извести на болотах, при их высыхании". Изученные мною в области Югорского полуострова пятнистые глинистые тундровые почвы, с пятнами, вскипающими с поверхности от HCl, всегда лежат в наиболее высоких, казалось бы, хорошо дренируемых местах. Ни в какой период своего годичного цикла они водой не заливаются, и поэтому сравнить их с подсыхающими болотами нельзя. Судя по описаниям, то же самое наблюдалось Драницыным. Накопление карбонатов на поверхности пятна характеризует преобладание восходящих токов почвенных растворов над нисходящими. Такую почву, кипящую с поверхности, никак нельзя назвать подзолистой или скрытоподзолистой (по Городкову, она или попадает в категорию скрытоподзолистых, или ей нет вообще места в классификации).

Существование подобных почв несомненно имеет громадное значение для познания процесса тундрового почвообразования, значение, не учитываемое Б. Н. Городковым. К большему сожалению, в литературе существует очень небольшой материал относительно химической природы тундровых почв и, в частности, материал, рисующий динамику тундровых процессов почвообразования. Это обстоятельство и позволяет уживаться вместе вышеприведенным различным взглядам на тундровое почвообразование.

Захаров (*32*) приводит данные анализа тундровой почвы, доставленной В. Н. Сукачевым.

По Захарову в аналитических данных обращает на себя внимание „большое количество органических веществ в самом верхнем горизонте, около 17.5%. Кроме того, значительное количество веществ, растворимых

в соляной кислоте и в соде (около 18%), которые за исключением верхнего горизонта (24.43%) равномерно распределены в толще разреза".

Полуторные окислы также равномерно распределены, и лишь „некоторое уменьшение их в горизонте A_2 свидетельствует о слабом проявлении подзолообразования". В общем почва морфологически и химически диференцирована слабо.

Рассмотрим несколько подробнее приведенные аналитические данные и морфологическое описание почвы. Остановимся прежде всего на распределении полуторных окислов.

Результаты анализа тундровой почвы в процентах сухого вещества (анализ Лосева) приведены в табл. 9.

Таблица 9

Название горизонтов	Глубина (в см)	Fe_2O_3	Al_2O_3
Гумусовый гор. A_0	0—3	3.56	3.85
Желтоватый гор. A_1	3—6	3.56	3.12
Вязкий сизый гор. A_2	6—15	3.02	3.26
Охристый гор. B	15—17	3.43	3.14
Грязносерый с буроватой окраской	20—30	3.15	3.15

Морфология этой почвы (сухой тундры) описана В. Н. Сукачевым так:

A 0—3 см. Гумусовый серо-коричневый, местами с мало разложившимися растительными остатками.

A 3—6 „ Желтовато-бурый, местами серовато-бурый, охристый рыхлый суглинок.

A_2 6—16 „ Сизо-серый, однородный, очень вязкий, суглинистый, при выкапывании ямы легко плывет; во взятом монолитном образце делается как бы жидким; граница с выше- и нижележащими горизонтами очень резка.

B(?) 16—19 „ Буровато-желтый, охристый, суглинистый слой, напоминающий второй слой, но более плотный.

C(?) 19—50 „ Плотный, буровато-серый, не оплывающий суглинистый слой; на глубине 40—60 см от поверхности попадаются часто темные, повидимому, гумусовые расплывчатые пятна, а местами щебенка.

Действительно ли в данном разрезе мы имеем дело с типично слабо- или скрытоподзолистой почвой? Несомненно, нет. Ниже я остановлюсь более подробно на морфологии и химизме глеевых почв тундровой и подзолистой зон, здесь же отмечу некоторые моменты.

Горизонт, описанный Сукачевым под названием A_2, как видно из описания, пересыщен влагой и плывуч; в отношении химической характеристики он отличается обеднением полуторными окислами. Все это типичные черты глеевого горизонта (собственно-глеевого, по Высоцкому, который Афанасьев обозначает буквами G — A_2 и Высоцкий F, о чем ниже). Вообще морфологическое описание Сукачева показывает не под-

золистую, а глеевую почву с буровато-желтым надглеевым горизонтом (3—6 см) и подглеевым „охристо-глеевым (16—19 см).

Аналогичную картину дают анализы, приводимые Городковым (см. табл. 10) для почвы из-под моховой тундры в низовьях р. Юрибей (№ 170а).

Таблица 10

Горизонт	Глубина (в см)	Гигроск. вода в % к возд. сухой почве	pH электрометр. методом	Потеря при прокалив. (в %)	Гумус (в %)	SiO_2 в % от мин. вещества
A_1 . . .	1—1.5	4.55	4.91	24.40	15.67	72.75
$A_2 + G_1$	5—6	2.6	5.64	7.55	1.56	73.88
G_2 . . .	14	2.30	5.86	4.67	1.61	73.01
C . .	С глуб. 30 м	2.55	6.77	4.42	1.30	не опред.

Эту почву Городков называет подзолисто-глеевым суглинком и дает для нее следующее морфологическое описание:

Дерновина + A_0. Лишайниково-моховая дерновина, внизу слабо торфянистая, постепенно переходит в A_1.

A_1 Темнобурый, гумусовый, несколько торфянистый.

(A_2?) C Светлобурый, постепенно переходит в нижележащий.

G_2 Синевато-серый (сизый с ржавыми пятнами и примазками).

G_3 Скопление ржавых пятен, окаймляющее подгоризонт G_2, снизу незаметно сливается с ним и с подпочвой; чаще неясно выражен.

C Суглинок желтовато-серого цвета с охристыми и сизыми пятнами.

В этом разрезе тоже доминируют типичные черты глеевой почвы. Гумус равномерно пропитывает толщу почвы, совершенно иначе, чем в подзолистой почве. Накопление кремнезема в горизонте, который Городков склонен считать A_2, ничтожно. Такое накопление вообще может быть свойственно глеевому горизонту и столько же характеризует подзолистый процесс, сколько глеевый. Механический анализ этой почвы дает такую картину (табл. 11):

Таблица 11

Горизонт	Глина < 0.01 мм (в %)	Пыль 0.05—0.01	Песок мелкий 0.25—0.05	Песок средний 1—0.25
A_1	39.75	53.50	5.00	1.75
$A_2 + G_1$ . . .	45.75	48.25	4.75	1.25
G_2	45.00	46.75	7.00	1.25
C	47.25	46.00	6.25	0.50

Приводимые данные не говорят об обеднении мелкоземлистыми частицами горизонта A_2, характерном для подзолистого процесса.

Обратимся теперь к некоторым аналитическим данным из работы И. М. Иванова (*35*).

Таблица 12

Состав поглощенных оснований в почвах С. О. Гуккера (Земля Франца Иосифа)

№№ разрезов и горизонты	В % от сухой почвы				Емкость поглощения в м.-экв. на 100 г сух. почвы
	Гигр. H_2O	CaO	MgO	H	
I A_1	8.40	0.561	0.238	нет	15.91
B + C . . .	3.05	0.222	0.232	„	9.72
II A_1	9.30	0.402	0.137	„	10.56
A_2	6.07	0.829	0.292	„	22.00
C	1.21	0.259	0.191	„	8.75

Таблица 13

Состав водной вытяжки в почвах С. О. Гуккера (Земля Франца Иосифа)

№№ разрезов и горизонты	Гигр. H_2O	Электрометр. pH	Сухой остаток	Минеральный остаток	CaO	MgO	SO_4	Cl
I A_1	8.40	6.79	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	нет
B + C . .	3.05	7.35	„	„	„	„	„	„
II A_1	9.30	7.32	„	„	„	„	„	„
A_2	6.07	6.93	0.085	0.032	0.0179	0.0095	0.020	0.0089
C	1.21	7.27	0.462	0.379	0.0671	0.0545	0.310	0.0932

Нетрудно заметить, что как бы ни хотел И. М. Иванов иллюстрировать приведенными анализами „подзолистый процесс“, это ему не удается. Особенно отчетливо противоречат подзолистому процессу аналитические цифры разреза № 11; pH здесь указывает на слабощелочную или нейтральную реакцию. В горизонте, который И. М. Иванов считает A_2, наблюдается не уменьшение, а увеличение содержания поглощенных Ca и Mg.

Водная вытяжка показывает некоторую незначительную засоленность (присутствие воднорастворимых Ca, Mg, SO_4, Cl). Я считаю, что разрез № 11 относится к одной из стадий развития арктической солончаковой полигональной почвы и, как видно из описания И. М. Иванова, к стадии ее деградации.

В заключение отметим, что никто из русских авторов не пробовал проделывать качественных реакций на воднорастворимое закисное железо в свежих разрезах тундровых почв. Может быть поэтому и наблюдается некоторое выпячивание значения аэробного подзолистого вещества за счет анаэробного глеевого.

Приведенные аналитические данные наших авторов немногочисленны и носят случайный характер.

Значительно более систематический характер носили исследования над арктическим выветриванием иностранных авторов. Вначале исследователи Арктики обратили внимание, главным образом, на явления физического выветривания, выступающего там по выражению Мейнардуса (*106*) „с предельной ясностью". Химическое выветривание горных пород и почв арктических областей было взято вообще под сомнение. Этот взгляд был развит в работе Бьерликке (Björlikke, *87*). Бьерликке приводит анализы почвенных разрезов на Шпицбергене, проделанных S. Heggenhougen.

Таблица 14

Состав	Проба из Hjorthamn (Advent-Bai)		Проба из Ny-Aalesund (Kings-Bay)	
	A (0—25 см) %	C (40—45 см) %	A (0—25 см) %	C (40—45 см) %
Fe_2O_3	5.98	6.61	2.36	2.19
CaO	0.53	0.56	0.15	0.14
K_2O	0.04	0.04	0.05	0.06
P_2O_5	0.14	0.14	0.04	0.06
N	0.12	0.16	0.09	0.03
Гигр. H_2O	1.93	2.65	0.85	0.57
Потеря при прокал.	6.16	7.92	2.86	0.70

Бьерликке указывает, что химические анализы не характеризуют настоящего выветривания. В первой пробе (Advent-Bai) кальция и окиси железа немного меньше в верхних горизонтах почвы, калия и фосфорной кислоты одинаково как в верхнем, так и в нижнем горизонтах почвы.

Во второй пробе фосфорной кислоты и калия несколько меньше в верхних горизонтах. Кальций и окись железа, напротив, содержатся в верхних горизонтах в несколько большем количестве.

Мейнардус (W. Meinardus), возражая Бьерликке, считает, что приведенные анализы не могут иметь решающего значения, так как в первой пробе мы имеем дело с наносной заболоченной почвой, а кроме того, обе почвы подвергаются чисто механическим влияниям (воздействие моря и речных наносов), изменяющим их свойства.

Иные результаты дают анализы третьяго профиля Бьерликке на северном берегу Медвежьего острова. Профиль заложен на 30 м высоты над уровнем моря через известковистый песчаник среднего карбона.

Приведем цифровые данные анализов почвы (см. табл. 15), проделанных С. Хеггенгаугеном (S. Heggenhougen).

Таблица 15

Состав	Образцы		
	A (0—25 см)	B (25—40 см)	C (40—50 см)
Fe_2O_3	0.73	1.53	2.88
CaO	0.49	2.55	3.00
K_2O	0.02	0.01	0.02
P_2O_5	0.05	0.05	0.06
N	0.90	0.08	0.04
Гигр. H_2O	5.65	0.59	0.54
Потеря при прокал.	25.76	3.81	4.03

В приведенных данных обращает на себя внимание богатство почвенной толщи гумусом. Увеличение содержания окиси железа и кальция на глубине 25—40 см объясняется вымыванием их из верхних частей почвы. Кальций и фосфорная кислота остаются сравнительно стабильными в разных горизонтах. Эта почва напоминает Бьерликке почвы гумидных областей, и он считает ее переходной между стерильными скелетными почвами Шпицбергена и почвами северной Норвегии.

Наиболее обстоятельные исследования природы выветривания в полярных областях произведены Бланком (E. Blanck, *84, 85, 86*).

Бланк изучил выветривание различных горных пород и химический состав почв, развившихся на продуктах выветривания этих пород.

Отсылая читателя к интересным работам Бланка, я укажу только некоторые существенные выводы, вытекающие из них.

Для выветривающегося песчаника Бланк отмечает — переход железа в высшие формы окислов и обеднение породы Ca, одновременно с увеличением органического вещества и влажности (особенно гидратной воды). При выветривании кварцитового известковистого песчаника, кроме указанных превращений, происходит значительное накопление кремневой кислоты и глинозема. Содержание P_2O_5 и SO_3 незначительно увеличивается за счет органического вещества.

Соляно- и сернокислая вытяжки из почвы, развившейся на продуктах выветривания известковистого песчаника, показывают высокую растворимость железа (около 80%), Mg и Na, незначительную K.

При выветривании кварцитов происходит тоже переход железа в высшие формы окислов и вымывание Ca и Mg в виде карбонатов. SiO_2, Al_2O_3, TiO_2 и Na_2O испытывают повышение своего содержания.

В процессе выветривания глинистого сланца происходит лишь незначительное обеднение Ca и некоторое увеличение содержания Mg. Железом порода заметно обедняется, глинозем же и Na, напро-

тив, сильно накопляются. Остальные компоненты претерпевают несущественные изменения.

Интересные данные получены анализами выветривающегося диабаза и почв, развившихся на продуктах этого выветривания. Они показыаают обеднение известью, окисление и вынос железа, титановой кислоты, магнезии и натрия. Кремневая кислота и калий относительно повышают свое содержание, глинозем же остается сравнительно стабильным. Таким образом в полярных странах протекает не только процесс физического разрушения горных пород, но и химическое выветривание, в силу климатических условий значительно ослабленное. Растворяющее действие воды поддерживается присутствием в ней углекислоты и кислых гуминовых веществ.

Бланк особо подчеркивает влияние на химическое выветривание органического вещества. За счет этого органического вещества происходит незначительное обогащение продуктов выветривания P_2O_5 и SO_3. Под его же воздействием возникают выцветы сульфатов и алюминия, найденных на некоторых выветривающихся породах. Исследованные Бланком почвы всегда были песчанистого и никогда не глинистого состава (по классификации Аттенберга), несмотря на то, что содержали иногда значительное количество тонких иловатых частиц (частиц меньше 0.002 мм) до 10%.

Это объясняется опять-таки органическим составом иловатой фракции.

Вопрос, какое место исследованные Бланком почвы Шпицбергена занимают в хильгардовской (E. W. Hilgard, *107*) характеристике аридных и гумидных почв виден из следующей таблицы. В ней приведены среднеарифметические цифры состава почв. (Почвы известковистые, вслед за Хильгардом, из таблицы исключены).

Таблица 16

Состав	Почвы		
	Аридные	Гумидные	Шпицбергена
SiO_2	7.27	4.21	1.80
Al_2O_3	7.89	4.30	2.41
Fe_2O_3	5.75	3.13	4.69
CaO	1.36	0.11	0.66
MgO	1.41	0.23	0.84
K_2O	0.73	0.22	Следы
Na_2O	0.27	0.09	Следы
P_2O_5	0.12 (0.21)	0.11 (0 12)	0.20
Гумус	0.73 (1.13)	2.20 (2.91)	1.67
SO_3	0.10 (0.13)	0.12 (0.34)	0.12

При сравнении оказывается, что состав шпицбергенских почв по отношению содержания кремнекислоты, Al_2O_3 и щелочей — выше среднего содержания этих элементов и в гумидных и в аридных почвах. Содержание Fe, Ca, Mg и P_2O_5 в шпицбергенских почвах гораздо богаче, нежели в почвах гумидных, но ниже, чем в почвах аридных. Падение содержания SiO_2, Al_2O_3, щелочей и содержание гумуса заставляет относить арктическую почву к гумидному типу, но по содержанию Fe_2O_3, CaO, MgO и P_2O_5 — они ближе к аридному типу.

Таким образом арктическую почву нельзя отнести ни к аридному, ни к гумидному типам.

Молекулярное отношение Al_2O_3: SiO_2 по Беммелену (van Bemmelen) для глинистого выветривания силиката А меньше, чем 1:3, для латеритного больше. У почв Шпицбергена это отношение $1:<2$. Но, конечно, было бы нелепо отнести процессы почвообразования на Шпицберегене к латеритному выветриванию.

На основании всего сказанного Бланк и выделяет процесс арктического почвообразования от аридного и гумидного в качестве особого типа, „снежных почвенных форм (nivale Bodenform)“.

Выцветы солей на поверхности субарктических тундровых почв, на которых останавливал свое внимание Драницын, интересовали и исследователей Арктики (Б. Хёгбом, Е. Бланк, Норденшельд и др.).

Исследованные Е. Бланком соляные корочки с поверхности полигональных почв Шпицбергена содержали: MgO 19.90%, Na_2O 12.08%, SO_3 55.69%, K_2O 0.71%.

Большой интерес представляют найденные Норденшельдом (*123*) соленые озера в юго-западной Гренландии. По анализам Иенсена (I. A. D. Iensen) вода этих озер содержит магнезии в 5 раз больше, чем в море, и калия — в 5—6 раз. Таким образом, засоленность озер не может быть объяснена влиянием моря.

К сожалению, интересный вопрос о засолении арктических почв имеет совершенно случайный и отрывочный материал, не позволяющий сделать каких-либо обобщений.

2. РЕЛИКТОВЫЕ ПОДЗОЛЫ ТУНДР

Изучая процессы тундрового почвообразования, не следует забывать моменты возможного наложения современного почвообразования на реликтовые. В специальной работе я останавливался на палеографической истории северных частей Печорского края (Большеземельская и Малоземельская тундры). Отсылая читателя к этой работе, воспользуюсь некоторыми готовыми выводами из нее.

В послеледниковое время, в эпоху климатического „оптимума“, леса доходили до Полярного моря, под лесами формировались мощные подзолы, сейчас сохранившиеся в виде реликтов.

Лучше всего сохранились реликтовые подзолы, если были погребены эоловыми песками, несколько хуже — при погребении аллювиальным наносом (на песчаных террасах) и еще хуже, если сохранились на поверхности тундры. В этом случае на реликтовое почвообразование накладывается современное. В некогда выщелоченном горизонте A^2 начинает аккумулироваться гумус, происходит увеличение емкости поглощения и вторичное насыщение основаниями поглощающего почвенного комплекса. Все же даже морфологически такие подзолы выделить можно. Их основное различие от современных подзолистых почв тундры сказывается в резко диференцированном горизонте A^2 (20—40 см), хотя уже окрашенном органическими веществами. Очень часто сохранился и горизонт В в виде плотно сцементированного ортзанда.

Реликтовые почвы с ортзандами, погребенные эоловыми песками, точно так же имеют мощный белесый горизонт A^2, мощностью доходящий до 50 см.

Горизонт A^1 выражен или в виде тонкой полусантиметровой полоски, или же совсем уничтожен. Горизонт В большой мощности, распадается на ряд подгоризонтов (B^1, B^2, B^3), в которых мы имеем различные вариации ортзандового ржаво-коричневого песка, такого же песка, сцементированного в ортзандовый плитняк, и, наконец, ортштейновых конкреций, в форме причудливо извитых трубочек, снабженных отверстиями в середине.

Форма конкреций указывает на то, что они откладывались вокруг древесных корней. Эти конкреции, пользующиеся широким распространением, оказывают влияние на формирование рельефа тундры. В Малой Земле, в области Принерутинской песчаной низины, в яреях (пятна выдувания) ортштейновые конкреции, аккумулируясь подобно гальке, скрепляют пески. Приведем описание почвенного разреза погребенного подзола.

Разрез № 19

Плато системы сопки Малый Саундей, котловина выдувания.

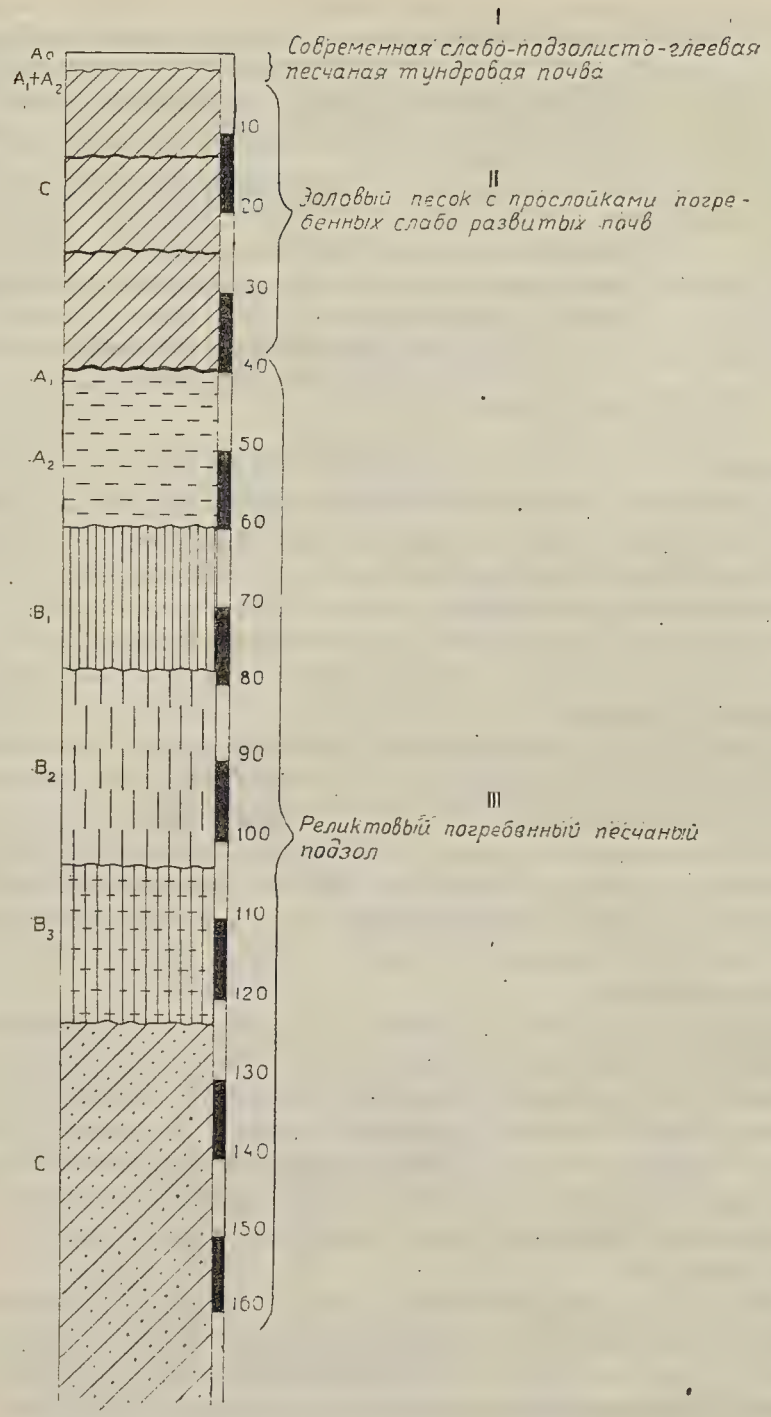
Растительность: лишайниковая тундра с преобладанием *Stereocaylon* и *Cetraria nivalis*. Почва слабо-подзолистая, песчаная, над реликтовым погребенным песчаным подзолом (см. фиг. 13).

I. Современная почва

A^0	Не свыше 0.5 см толщины. Тундровая подстилка.	
$A^1 + A^2$	0.5 — 2.5 см	Выражено весьма слабо в виде грязносерой полоски, имеющей книзу расплывчатую границу с неглубокими потеками.
B		Не выражен.
C	2.5 — 39 „	Очень тонкослоистый, желто-палевый песок. На разной глубине тонкие прослойки погребенных зачаточных подзолов с горизонтами $A^1 + A^2$, мощностью в 1—1.5 см.

II. Реликтовый погребенный подзол с глубины 39 см

A^1 39— 40 см. Темносерый гумусовый горизонт выражен неравномерно. Местами сходит на-нет. Местами образует острые, неглубокие потеки.



Фиг. 13. Схематический разрез современной тундровой почвы над реликтовым погребенным песчаным подзолом.

A^2	40— 60 см	Прекрасно диференцирован. Образует тупые карманы. Книзу, хотя и прнобретает буроватый оттенок, но резко переходит в B^1.
B^1	60— 78 „	Плотный, равномерной мощности, железистый песок, цвета жженого кофе, с включениями такого же цвета мелких зерен ортштейна. Резко переходит в B^2.
B^2	78—103 „	Такой же песок, но более светлой окраски, книзу глубокими острыми углами вдается в B^3. На глубине 88 см гнезда ортзандового плитняка.
B^3	103—123 „	Неравномерной мощности — горизонт скоплений ортзандовых стяжений до 2—3 см в диаметре.
C	123—203 „	Мелкий палевый песок, неясно-слоистый. Отдельные ржавые полоски. Один валун величиной в человеческую голову.
	203 „	Сизый мелкий песок.

Из табл. IV, стр. 108, 109 видно (разрез № 19), что погребенные подзолы обладают весьма малой емкостью поглощения. Обращает на себя внимание также наличие поглощенного водородного иона во всех горизонтах почвы, несмотря на то, что подзолы продолжительное время были погребены мощной толщей песков.

Мощные реликтовые подзолы, погребенные эоловыми песками, занимают большие пространства в Малоземельской тундре, особенно между рр. Нерутой и Печорой.

По справкам, наведенным мною у геоботаника В. И. Андреева, такие подзолы часты и в западной части Большой Земли. По наблюдениям Ф. В. Самбука, погребенные мощные подзолы нередки в центральной части Большеземельской тундры (район Яней). В восточной части Большеземельской тундры на протяжении своего маршрута от Хабарова до Нерью-вом (северная граница лесотундры) кое-где я встречал погребенные подзолистые почвы, но они никогда не носили характера мощных подзолов Малой Земли.

Вместе с тем, на северо-востоке Большеземельской тундры нигде в торфяниках не приходилось видеть такого обилия древесных остатков, как в Малой Земле. Диаметр древесных стволов из торфяников Большеземельской тундры никогда не достигал диаметра реликтовой древесной растительности Малой Земли. Граница массового распространения в торфяниках древесных остатков в Малой Земле доходит до берегов Полярного моря, а в Большеземельской приблизительно лишь до широты Вашуткинских озер.

Сопоставляя эти наблюдения, можно сделать заключение, что вероятно на северо-востоке Большеземельской тундры в эпоху климатического оптимума была лесотундра. Граница же сплошных лесов доходила в Малоземельской тундре до океана, на востоке Большой Земли отступала несколько к югу (до широты Вашуткинских озер). Изучая погребенные почвы Малоземельской тундры, можно с определенностью утверждать, что такие мощные подзолы с ортзандовым плитняком и орт-

штейновыми стяжениями в настоящее время не развиваются и на северной окраине лесной части Печорского края. Граница распространения мощных подзолов с ортзандо-ортштейновыми образованиями лежит в Печорском крае приблизительно под 64° широты (Ю. А. Ливеровский, *146*). Таким образом можно предполагать происшедшее сдвижение зон в послеледниковое время приблизительно на 4°.

В эпоху „климатического оптимума" мерзлота, конечно, не оставалась на теперешнем уровне, а опускалась гораздо глубже.

Сейчас же реликтовые подзолы очень часто скованы мерзлотой.

При этом, в некоторых случаях, можно с определенностью утверждать, что повышение мерзлоты произошло не от того, что подзол был погребен слоем песка, но в силу общих климатических изменений.

3. ТУНДРОВЫЕ ПОЧВЫ ОЗЕРНО-БОЛОТНО-СОЛОНЧАКОВОГО РЯДА[1]

А. ПОЧВЫ СУБАРКТИЧЕСКОЙ ТУНДРЫ

Почвенный покров тундры не отличается большим разнообразием, несмотря на значительную комплексность растительности.

В условиях тундры избыточное увлажнение создается в таких условиях рельефа, в которых оно было бы немыслимо в пределах зоны подзола.

Говоря о тундровом пятнообразовании, я уже отмечал случаи, когда даже на высоких местах почва переувлажняется настолько, что колеблется как сплавина. Такие, крайние случаи я наблюдал не только в условиях влажного климата Малой Земли, но и в континентальном климате Большеземельской тундры, правда редко.

Напоминаю аналогичные описания С. В. Керцелли, еще в 1908 г. посетившего Большеземельскую тундру. „На многих, повидимому сухих местах", пишет Керцелли, „под верхним тонким почвенным слоем залегает слой полужидкой, вязкой серой илистой грязи, лежащей на мерзлоте. Верхний слой (толщина 18—25 см) гнется при ходьбе под ногами (sic! *Ю. Л.*) при прохождении же осенью стада, продавливается оленьими копытами".

Изучение различных подзон тундры привело меня к заключению, что для тундры характерны анаэробные условия почвообразования, в результате чего основным ведущим типом почвообразования является тип: 1) глеево-болотный, в его своеобразном тундровом преломлении. Подчиненную второстепенную роль в тундре играют типы: 2) подзолистый и 3) дерно-луговой.

При этом, если сравнивать тундровые процессы с процессами аналогичного типа в подзолистой зоне, выясняются их значительные количественные и качественные отличия.

Перед тем как перейти к описанию тундровых почв, необходимо попытаться затронуть некоторые методические вопросы.

[1] Здесь я пользуюсь классификационной терминологией Б. Б. Полынова.

Хотя, как показали К. Д. Глинка (*10*), Высоцкий (*8*), А. А. Завалишин (*30*) и Я. Н. Афанасьев (*3*), процессы глееобразования и подзолообразования и приводят на определенных стадиях развития к аналогичным результатам (обеднение Fe, Ca, Mg, K, обогащение SiO_2), тем не менее процессы подзолообразования и глееобразования качественно различны и взаимно противоположны. Существование категории подзолисто-глеевых почв этого отнюдь не опровергает, так как подзолисто-глеевая почва является результатом борьбы двух противоположных тенденций развития, или же чаще почвой с уже определившейся тенденцией развития, но такой почвой, в которой элементы противоположной тенденции сохраняются как инерция пережитого этапа развития. Физико-химические и микробиологические свойства подзолистой и глеевой почвы различны; воздействия на эти почвы в целях их использования для сельскохозяйственного производства также должы быть различны. Поэтому подзолистые и глеевые почвы неминуемо попадают в различные графы классификационной схемы.

Напомним теперь некоторые данные, относящиеся к глеево-болотным почвам.

В смысле изучения морфологии глеевых почв наибольший интерес представляют работы К. Д. Глинки, Г. Н. Высоцкого и Я. Н. Афанасьева, хотя у последнего автора нет четкости в разграничении подзолистого и глеевого типов почвообразования.

Сравним обозначения, которые Г. Н. Высоцкий и Я. Н. Афанасьев дают для типичного профиля глеево-болотной почвы.

По Афанасьеву		По Высоцкому
A^0	Органогенная дернина. Зона окислительных процессов, куда снизу притекают восстановленные продукты.	
A — G	Непосредственное продолжение вышележащего горизонта. Нацело-органогенный. Полный анаэробиоз. Охристо-ржавые образования отсутствуют.	
A^1 — G	Продолжение анаэробной зоны, но слой органо-минеральный. Органическое вещество гумифицированно-черного цвета с сизоватым оттенком. При подсыхании сереет и буреет.	D. Охристо-пятнистый.
		E. Надглеевый (охристо-глеевый), гумусовый.
G — A^2	Горизонт минеральный. Органическое вещество в виде коллоидальных и молекулярных растворов. Ясная реакция на двухвалентное железо. Цвет синевато-голубой.	F. Собственно-глеевый. Меньше всего растворим в 10-процентной соляной кислоте. Светлый, обеднен окислым железом, в меньшей степени глиноземом. В ничтожном количестве кальцием.

	При подсыхании серый. Горизонт, типично глеевый, не только место накопления восстановленных продуктов, но и носит следы их выноса.	
FG	Кислородная зона. Охристо-глеевый. Неопределенной мощности. Ниже восстановленных продуктов может и не быть.	G. Подглеевый. Усиление буро-охристой окраски. Больше всего растворимых в 10-процентной соляной кислоте веществ.

Сравнивая данные Афанасьева и Высоцкого, мы видим значительную разницу. Высоцкий внешнее выражение процессов оглеения видит в голубовато-зеленых тонах почвенных горизонтов.

По Афанасьеву, „голубовато-зеленую окраску глея нужно связывать не с наличием закисного железа и даже не всегда с анаэробиозом, а лишь с избыточным увлажнением, как результатом некоторой гидратации особых минералов, ближе не изученных. По исследованиям Афанасьева, очень часто „при бурно протекавших анаэробных процессах и при наличии закисного железа (водно- и кислотнорастворимого) глеевых пятен и окрасок не образовалось. Цвет образца принимал сероватый оттенок, а для гумозных горизонтов мышиный тон.

Наблюдения над глеевыми почвами тундры не согласуются с мнением проф. Афанасьева. Правда, я не могу категорически утверждать, что голубовато-зеленая окраска является следствием наличия закисного железа, но однако голубовато-зеленые пятна и горизонты в тундре всегда сопровождаются присутствием закисного железа.

При интенсивно-голубой окраске отчетлива реакция на воднорастворимые формы двухвалентного железа. Голубые и зеленоватые пятна в разрезах тундровых почв таким образом всегда говорят за развитие анаэробных процессов и позволяют их фиксировать без каких бы то ни было реактивов.

В то же время моя работа в подзолистой зоне в Заонежском районе Карельской АССР (1932), несмотря на сравнительно северные условия, целиком подтвердила указания, данные Афанасьевым.

В разрезах заонежских глеевых почв довольно яркие сизые и зеленоватые пятна „глея“ не давали реакции на Fe'', в то же время иногда реакция получалась в сероватых и буроватых горизонтах. Впрочем, такой интенсивности реакции, как в тундровых почвах, карельские почвы не давали никогда. Здесь, несомненно, улавливаются важные различия между глеевой тундровой почвой и почвами лесной зоны — различия, еще не вскрытые с достаточной глубиной.

Процесс тундрового глеево-болотного почвообразования в основном можно представлять в виде следующего ряда 1) скрыто-глеевая → 2) глеевая охристо-пятнистая (или глеевая с невыраженным горизонтом сплошного глея) → 3) глеевая с выраженным горизонтом сплошного глея →

4) торфяно-глеевые почвы. Указанный ряд является типичным для данного этапа тундрового почвообразования (в субарктической тундре).

Процесс накопления торфа в некоторых случаях может сопровождать различные стадии глеевоболотного процесса, а в стадии глеевой почвы с выраженным горизонтом сплошного глея достигать уже более или менее значительной мощности (5—10 см). Однако специфичность тундрового глеевого процесса почвообразования сказывается в том, что даже интенсивно-идущие глеево-болотные процессы, обычно, или не сопровождаются заметным накоплением торфяной массы, или же сопровождаются очень слабым накоплением.

а) Тундровые скрытоглеевые почвы

В тундровых суглинистых почвах (я говорю о почвах, находящихся в условиях наилучшего дренажа, нельзя даже при внимательном изучении выделить морфологически, или химически, горизонты вмывания или вымывания. В разрезе тундрового суглинка, расположенного в условиях наилучшего дренажа и занятого слабопятнистой злаково-дерновинной, моховолишайниковой тундрой, в котором, казалось бы, должен был ясно протекать подзолистый процесс, мы имеем следующую картину:

Разрез № 1 — Малоземельская тундра. 6 VII 1930 г., р. Хорей-Яга, в 10 км от устья. Вершина платообразного всхолмления, образующего коренной берег р. Хорей-Яга. Слабо пятнистая, злаково-лишайниковая тундра, комплекс с преобладанием *Festuca rubra*, *Empetrum* и лишайниковых пятен.

Микрорельеф кочковатый, плоские кочки разбросаны равномерно.

Почва — скрытоглеевая тундровая. Совершенно однородный палево-зеленовато-серый средний суглинок. Небольшие плохо окатанные валунчики и обломки глинистых сланцев редко на поверхности пятен. В пятне не встречены. На глубине 25 см охристые, неяркие, расплывчатые пятна.

Мерзлота на глубине 63 см. Суглинок влажный, неясно-мелкокомковатой структуры, очень слабая реакция на закисное железо.

Такой профиль морфологически не выразителен. Лишь неясные ржавые пятна на глубине 25—30 см заставляют предполагать слабо идущее оглеение (охристо-ржавые пятна обычно сопутствуют сизо-зеленым пятнам глея). Это подтверждается слабой реакцией на двухвалентное железо.

Аналитические данные также мало показательны (см. табл. III, V—VIII).

Щелочные вытяжки обнаруживают небольшое скопление свободной кремнекислоты и отсутствие свободного глинозема — по Гедройцу, характеризующего подзолистый процесс.

Механический анализ, по Сабанину, не обнаруживает вмывания глинистых частиц в нижние горизонты.

Ультрамеханический анализ, по Гедройцу (метод насыщения ионом Na), обнаруживает некоторое объединение коллоидной фракцией верхнего горизонта.

Количество валового гумуса ничтожно, что же касается водорастворимого гумуса, оно сравнительно велико, но несколько меньше, чем в тундровых почвах других типов. Емкость поглощения также невелика (все же больше, чем в подзолистых песках тундры). Намечается обеднение поглощенными основаниями гориз. 25—30, так как в этом горизонте мы как раз и встречаем следы оглеения, вероятно, это обеднение связано с глеевыми процессами. Актуальная кислотность (pH) слабо кислая, по горизонтам устойчивая. Поглощенный водород в ничтожном количестве в верхнем горизонте.

Микробиологическая деятельность в такой почве по анализам Н. Сушкиной протекает весьма слабо, причем распад клеточки идет, повидимому, при помощи плесеней. Процесс нитрификации протекает лишь на поверхности пятен.

Я уже упоминал, что на основании морфологической нерасчлененности на горизонты Городков относил некоторые суглинистые почвы тундры к группе скрытоподзолистых, а всю субарктическую тундру к особой подзоне „скрытоподзолистой". Можно ли однако относить тундровые почвы приведенного типа к скрытоподзолистым?

Как справедливо отмечает К. Д. Глинка (*11*), морфологические признаки подзолистых почв выражены у скрытоподзолистых очень слабо, хотя и можно при внимательном изучении профиля выделить те же горизонты вымывания (A^1 и A^2) и горизонт вмывания, который так резко выделяется в почвах подзолистых.

Но в пределах подзолистой зоны в Европейской части СССР скрытоподзолистые почвы ясно не выделены.

Работая в период 1926—1930 гг. в лесной таежной части Печорского бассейна, я не мог выделить подтипа скрытоподзолистых почв.

У южной границы Печорской лесотундры, в среднем (и верхнем) течении р. Лаи на суглинках с неглубоко лежащей мерзлотой развиты своеобразные почвы, которые, казалось бы, можно отнести к категории скрытоподзолистых.

На свежем разрезе у них горизонт A_2 морфологически не выделен но в сухом состоянии выделяется, хотя и не отчетливо.

Также не особенно ясно выражен горизонт B.

Более пристальное изучение этих почв говорит однако не за скрытоподзолистый тип почвообразования, а за тип глеево-болотный. Почвы р. Лаи имеют заметно выраженный торфянистый горизонт и носят ясные следы оглеения. Почвы эти только недавно прошли через подзолистую стадию.

Глеевый процесс, накладываясь на подзолистое почвообразование, маскирует этот недавно весьма интенсивный процесс, внешние знаки которого сейчас уже неясны.

Обл. Центр. Библиотека
— Сыктывкар —

С моей точки зрения в пределах подзолистой зоны существует лишь одна типичная категория почв, которую правильно назвать скрытоподзолистой. Это деградированные перегнойно-карбонатные почвы, являющиеся одним из этапов развития настоящей рендзинной почвы. Почвы эти, по терминологии К. Д. Глинки, „рендзинообразные", отличаются от подзолистых почв отсутствием морфологически выраженного профиля подзолистой почвы, малой подвижностью гумуса и слабым передвижением полуторных „окислов". Такие „рендзинообразные почвы" с горизонтом A_1, не вскипающим от соляной кислоты, в последее время описаны Л. В. Тихеевой (*76*). Однако почвы эти Л. В. Тихеева правильно считает интразональными (в них констатируется доминирующее влияние карбонатности материнской породы).

Но могут ли существовать в пределах подзолистой зоны скрытоподзолистые почвы на некарбонатных материнских породах?

Прежде чем ответить на этот вопрос, вспомним, что процесс почвообразования начался в пределах нашего Европейского севера во всяком случае не позднее второй половины анцилового времени, т. е. времени, к которому ледник окончательно исчез.

Вместе с тем, по наблюдениям Г. Н. Огнева (*52*), в Петергофе на валунном суглинке уже через 80 лет следы почвообразования были совершенно отчетливы.

О скорости формирования подзолистой почвы говорит и Тамм (*139*).

Н. Н. Соколов (*67*) на основании имеющихся материалов предполагает, что к концу ксеротермического периода уже сформировались подзолы значительной мощности.

Выше я приводил свои наблюдения, на основе которых делал заключение о формировании в послеледниковое время мощных подзолов в тундре.

Если не брать отдельных молодых участков почвенного покрова, на которых почвообразование еще только проходит первую фазу своего развития (напр., на аллювии, недавно вышедшем из заливания, иногда на делювии и т. д.), почвенный покров подзолистой зоны давно уже прошел „скрытоподзолистую стадию".

Поэтому выделение скрытоподзолистой подзоны с моей точки зрения не имеет фактических оснований, а диктуется лишь общими представлениями об ослабевании подзолистого процесса с юга на север.

Сравнение аналитических данных этих лесных глеевых почв р. Лаи с тундровыми „скрытоглеевыми", по моей терминологии (почвы подобраны мною аналогичные по составу материнской породы), позволяет обнаружить существенную разницу. Лесные скрытоподзолистые почвы отличаются более кислой реакцией верхних горизонтов (pH = 3.80 против 5.60), разнятся большой емкостью поглощения, относительно большей величиной поглощенного Ca по сравнению с Mg и, наконец, значительным содержанием поглощенного водорода (см. табл. II, стр. 106).

Валовые анализы скрытоподзолистых лесных почв обнаруживают ясно идущие процессы вымывания и вмывания, в то же самое время неполный валовой анализ скрытоглеевой почвы обнаруживает лишь некоторое обеднение полуторными окислами (вероятно, главным образом, железом) поверхностного горизонта, причем полуторные окислы не вмываются в глубь почвенной толщи, а транспортируются в сторону (см. табл. VIII, стр. 112).

б) Тундровые охристо-глеевые почвы

Скрытоглеевая почва создается в условиях анаэробного процесса. Она является одним из этапов развития почвенного покрова тундры — от подзолов эпохи ксеротермического периода к современным глеевым почвам. Дальнейшее развитие процессов глеево-болотного новообразования приводит к категории почв, названных мною **глеевыми охристо-пятнистыми**. На стенке разреза такой почвы мы видим нерезкие сизые, синеватые и зеленоватые глеевые пятнышки, расплывчатые, не приуроченные к какому-либо горизонту, а разбросанные либо по всей толще почвы, либо в ее верхней половине; наряду с ними встречаются и охристые примазки, так что почва принимает мозаичную окраску (горизонт D, по Высоцкому).

Реакцию на закисное железо (воднорастворимое) обычно дают только глеевые пятна, причем редко реакция бывает интенсивной.

Морфологические особенности ярко отражают внутренние процессы охристо-пятнистой почвы. С одной стороны, мы имеем сильно идущие анаэробные процессы, уже приведшие к образованию ярких глеевых пятен. Но, несмотря на доминирование анаэробно-восстановительных процессов, в жизни почвы бывают еще такие короткие моменты, когда аэрация временно улучшается и восстановившиеся соединения временно неравномерно окисляются.

В качестве примера такой почвы приведем описание № 9.

Разрез № 9

A_0	0—2 см.	Торфянистая тундровая подстилка.
A_1—G	2—8.5 „	Серовато-бурый (окрашенный гумусом) суглинок. Книзу постепенно светлеет и переходит в
Bg	8.5—29 „	грязно-палевый тяжелый суглинок с мелкими расплывчатыми сизыми и ржавыми пятнышками.
F — G c	29 „	Бурый, с большими ржаво-охристыми пятнами, тяжелый суглинок средней крупности икряной структуры. Оплывает. На глубине 81 см „вечная мерзлота“ и погребенный торф.

По своим химическим свойствам охристо-пятнистые глеевые почвы занимают среднее положение между скрытоглеевыми и глеевыми с выраженным глеевым горизонтом. Они характеризуются очень слабокислой, почти нейтральной, реакцией. Довольно сильно развитым (для тундры)

поглощающим почвенным комплексом с большим содержанием поглощенного Ca и Mg и очень незначительным поглощенного водорода.

Емкость поглощения их в мг-экв. колеблется от 8 до 15.

в) Тундровые почвы с выраженным глеевым горизонтом

3) Наиболее типичной категорией глеево-болотных почв тундры (для данного исторического этапа тундрового почвообразования) являются почвы с выраженным горизонтом сплошного глея (гор. G — A_2 по Афанасьеву, F по Высоцкому). Такое широкое распространение, как в некоторых подзонах тундры, эти почвы не получают нигде в другом месте. В то же время нигде горизонты G — A_2 не достигают такой ярко-синей окраски, как в тундре. В качестве типичного примера приведем описание разреза № 100 — Малоземельская тундра. Нивелирный профиль между Малым и Большим Саундеем. Северо-восточный склон моренной гряды. Мохово-лишайниковая тундра.

Разрез № 100

A_0 0 4 см	Торфянистая тундровая подстилка.
A_1 — G 4—8 см	Грязно-мозаичной окраски (редкие грязно-голубоватые и ржавые пятнышки).
G — A_2	Неравномерной мощности (толщина от 5 до 14 см). Сплошной горизонт сизо-голубого глея. Редкие ржавые пятнышки. Плотный влажный бесструктурный суглинок.
C с глубины 18 см	Палевой суглинок с редкими голубоватыми пятнышками. Сверху бесструктурный, книзу приобретаат мелкоикряиую структуру. На контакте с мерзлотой оплывает.

Мерзлота на глубине 86 см.

В приведенном разрезе профиль глеевой почвы несколько сокращен по числу подгоризонтов. Значительно большую диференциацию мы находим в следующем разрезе.

Разрез № 2 (20 VII 1931 г). Большеземельская тундра. Югорский полуостров, район Хабарово.

Рельеф —	блюдцеобразная западина на восточном пологом склоне известково-мергелистого увала, перекрытого толщей продуктов выветривания этой породы.
A_0 0 — 1.5 см	Плохо разложившийся гипново-осоковый торф.
A_1 1.5—7.5 „	Хорошо разложившийся гипново-осоковой торф. Темнобурый, мажущийся.
E 7.5—12.5 „	Мозаично-окрашенный средний суглинок (охристые темнорасплавчатые пятна, чередующиеся с сизо-голубыми пятнами глея). Сложение неясно-слоеватое. Структура мелкокомковатая, неравномерной мощности. Реакция лишь на кислотно-растворимое закисное железо.

G — A_2	см	Горизонт сплошного сизо-синего глея. Лишь очень небольшие охристые пятнышки. Нижняя граница неравномерная, пятнами вдается в нижележащий горизонт. Слабая реакция на воднорастворимое закисное железо и резкая на кислотно-растворимое.
F — G		С глубины 22.5 подглеевый. Однородный по окраске буро-охристый суглинок с очень редкими исчезающими книзу сизыми пятнышками. Реакция лишь на кислотнорастворимое железо, очень слабая и лишь до глубины 44 см. В толще суглинка много плохо окатанных валунчиков.

Мерзлота на глубине 50 см.

Тундровая почва с горизонтом сплошного глея (равно как и охристо-пятнистая) развивается на суглинках и глинах, но за очень редкими исключениями не развивается на песках.

Это объясняется тем, что на песках в результате борьбы двух тенденций развития формируются подзолисто-глеевые почвы.

Тундровые почвы с выраженными глеевыми горизонтами, как, впрочем, и скрытоглеевые и охристо-глеевые, встречаются в самых разнообразных условиях рельефа, в, казалось бы, хороших условиях дренажа. По большой части они заняты пятнистой мохово-лишайниковой тундрой.

Рассматриваемая нами категории почв имеет актуальную реакцию, близкую к нейтральной, а в некоторых случаях слабощелочную. Слабощелочная реакция очень часта на поверхности пятен (напр., разр. № 29, pH = 7.86). Слабощелочная реакция пятен характеризует режим тундровой почвы с его капиллярным поднятием почвенных растворов в условиях субарктической тундры, еще не приводящих к образованию солончаковатых почв.

Амплитуда колебаний pH по горизонтам рассматриваемых почв мала (около 0.30—0.40 pH). Закономерное для подзолистых почв повышение величины pH с глубиной здесь часто не выдерживается, что опять-таки характеризует движение почвенных растворов снизу вверх (см. табл. 5, разр. № 9, 100, 109).

Валовое содержание гумуса невелико, от 1 до 2%. Оно увеличивается в направлении от скрытоглеевых почв к глеевым и от глеевых к торфяно-глеевым. Лишь в верхних горизонтах некоторых глеевых почв оно достигает значительной величины (№ 109, глубина 0—5 см, содержание гумуса 11. 58%).

Содержание воднорастворимого гумуса относительно очень велико (в разр. № 109, глубина 0—5 гумуса в см^3, 0.05 нормального перманганата 172 см^3). Падение содержания воднорастворимого гумуса с глубиной происходит более равномерно, чем падение содержания валового гумуса. Вся тундровая почва до мерзлоты оказывается как бы пропитанной воднорастворимым гумусом. Такое распределение гумуса, как показал А. А. Завалишин, характерно именно для глеевых почв.

Здесь попутно следует остановиться на одном интересном вопросе. Я. Н. Афанасьев думает, что горизонт восстановительных процессов

у тундровых почв сосредоточивается исключительно в минеральном слое, так как органогенный слишком мал. Мощность этого горизонта, по Афанасьеву, минимальна, всего 10 см. Но и вообще восстановительные процессы не идут глубоко и быстро замирают с глубиной, благодаря низким температурам почвы. Тот материал, который был мною приведен, не вполне это подтверждает. А. Н. Афанасьев сам отмечает высокую восстановительную способность молекулярных растворов органических веществ и насыщенного гумуса. Уже одно это заставляет предполагать возможность восстановительных процессов во всей тундровой почве от поверхности до мерзлоты. Кроме того, как показывают микробиологические исследования образцов моих почв, произведенных Н. А. Сушкиной (о чем подробно ниже), микробиологическая жизнь вовсе не ограничивается верхними горизонтами тундровой почвы. Восстановительные процессы иногда проникают в тундре на сравнительно большую глубину, хотя, как правило, глубина эта, действительно, незначительна. Для тундры характерна чрезвычайная интенсивность восстановительных процессов наряду с глубоким проникновением их в толщу почвы.

Поглощающий комплекс. Все тундровые почвы отличаются небольшой емкостью поглощения, а вместе с тем отсутствием или небольшим содержанием поглощенного водорода (преимущественно в самых верхних горизонтах) в составе поглощающего комплекса (см. табл. 5). Глеевые почвы обладают довольно пестрым по составу и по величине поглощающим комплексом. У глеевых почв, с невыраженным глеевым горизонтом, являющихся переходными между скрытоглеевыми и глеевыми, мы видим внедрение иона-водорода в почвенный поглощающий комплекс, что стоит в связи с более интенсивным увлажнением их грунтовыми водами. Глеевые (и торфяно-глеевые) почвы сильно обеднены поглощенным кальцием и магнием, причем наиболее обеднен горизонт A_2. Для всей группы тундровых глеевых почв очень характерно сравнительно высокое содержание поглощенного магния (относительно поглощенного Ca).

Щелочные вытяжки. Для разрешения вопроса о накоплении в наших почвах свободного кремнезема и глинозема были произведены щелочные вытяжки по Гедройцу. Как видно из табл. III, стр. 107, щелочные вытяжки по Гедройцу дают большей частью некоторое превышение количества SiO_2 над Al_2HO_3 сравнительно с расчетом по формуле глины ($2SiO_2Al_2O_3$), и только в двух случаях (разрезы №№ 100 и 109) для самого верхнего горизонта получается незначительное превышение Al_2O_3. Эти данные не говорят за процессы подзолообразования, так как по Гедройцу в подзолистых почвах растворимое SiO_3 не накопляется, а выносится.

Определения $SiO_2Al_2O_3Fe_2O_3$ гелей (см. табл. № V, стр. 110), по методу Тамм (*148*)[1] дают возможность сделать некоторые важные заклю-

[1] O. Tamm. Eine Methode zur Bestimmuug der anorganischen Komponenten des Gelkomplexes im Boden. Medd. fr. Stat. Skogstörsökxenstalt, Bd. 9, SS. 288—304, 1922.

чения. Сравнивая анализы разреза типичной тундрово-глеевой почвы с анализом типичного подзола из сев. Швеции, по Lundblad, мы замечаем, что содержание гелей по профилю тундровой почвы носит совершенно иной характер, чем в подзоле. В подзоле — резкие колебания, в тундровой почве — сравнительно устойчивое содержание.

В разрезе № 109 мы имеем на глубине 26—32 см надглеевый горизонт F — G; этот горизонт, как указывалось выше, обогащается приносом (боковым) почвенными водами подвижного закисного железа, которое затем окисляется и переходит в гель.[1]

Действительно, вытяжка извлекает из этого горизонта 2.05% Fe_2O_3, т. е. значительно больше, чем в анализе Лундблада извлекалось из горизонта B подзола (1.24%). В то же самое время количество извлекаемого алюминия ничтожно (0.04), тогда как из того же горизонта B подзола извлекалось Al_2O_3 больше, нежели железа.

Сокращенные валовые анализы глеевых почв (табл. 8, №№ 109 и 17) также показывают картину обогащения полуторными окислами (главным образом, железом) путем боковых токов и отсутствие сколько-нибудь заметного накопления кремнезема.

г) Тундровые торфяно-глеевые почвы

Тундровые торфяно-глеевые почвы приурочены, главным образом, к депрессиям рельефа, к местам наиболее увлажняемым. В этой группе следует различать: а) первично-торфяно-глеевые и б) вторичные торфяно-глеевые. Первые создаются в результате динамики почвообразования тундровых глеевых почв, вторые в результате динамики подзолистого процесса.

Так как современный процесс тундрового торфонакопления идет очень медленно, а процесс подзолообразования очень неинтенсивен, то следы подзолистого процесса быстро маскируются глеевыми. Иную картину дают разрезы вторичных торфяно-глеевых почв, создавшихся в результате наложения современного почвообразования на реликтовые подзолы. Здесь можно наблюдать видоизмененные болотными процессами горизонты A_2 и B. Но такие почвы встречаются редко и лишь на песках.

Специфические черты тундрового почвообразования в значительной степени утрачиваются у торфяно-глеевых почв, принимающих интразональный характер.

Тундровые торфяно-глеевые почвы заняты следующими видами тундр: 1) осоковыми, 2) ерниковыми, 3) ивняковыми и 4) сфагновыми (преимущественно в лесотундре).

[1] По другой работе Тамма именно заболоченным лесным почвам сев. Швеции свойственно обогащение окислами железа за счет приноса их почвенными и грунтовыми водами с боков. (*Ред.*)

Торфяной горизонт этих почв обычно имеет слабокислую реакцию (pH = 5.5—6.0) и состоит из хорошо разложившихся гипновых или гипноосоковых торфов.

Но в торфяно-глеевых почвах лесотундры этот горизонт образуется уже чаще сфагновыми мхами и имеет pH = 4.0—5.0.

Тундрово-болотные почвы разделяются на 3 основных группы:[1] 1) дикраново-болотные (дикрановый торф); 2) торфяно-иловатые; 3) иловато-болотные.

Из этой группы практический интерес представляют вторая и третья группы, так как на торфяно-иловатых и иловато-болотных почвах, располагающихся вдоль болотистых ручейков тундры, мы встречаемся с типами ивняковой тундры, служащей летним оленьим пастбищем наиболее высокого бонитета.

При соответствующих расчистках (в особенности травянистых ивняков) и мелиорации, на них, проще всего, могут быть созданы искусственные луга.

В заключение для характеристики динамики развития глеево-болотных почв в различных условиях рельефа мы приведем профиль заболачивания кустарниково-мохово-лишайниковой тундры у сопки Обседа. 5 VIII 1931 г. Югорский полуостров (фиг. 14).

Разрез № 6

1-я фаза заболачивания

Почва охристо-глеевая, суглинистая. Охристые и глеевые расплывчатые пятнышки по всей толще разреза. Реакция на двухвалентное железо лишь в синих пятнах, преимущественно на кислотнорастворимое закисное железо.

Разрез № 8

2-я фаза заболачивания

Почва суглинистая с выраженным глеевым горизонтом.

A_0 0— 2 см Тундровая торфянистая подстилка.

A_1 2— 4 „ Грязно-бурый суглинок с ржавыми расплывчатыми пятнышками.

$G—A_2$ 2—14 „ Синий суглинок с редкими ржавыми пятнами, под ним охристая полоска 1—2 см.

C С глубины 15—16 см—однородный бурый суглинок. На глубине 25 см подстилается бурой супесью (C_2).

Оглеение общее до глубины 19 см; в горизонте A_1 слабая реакция на кислотнорастворимое закисное железо; в горизонте $G—A_2$ сильная реакция на воднорастворимое Fe^{II}.

Подглеевый горизонт и верхняя часть материнской породы дают лишь реакцию на кислотнорастворимое Fe^{II}.

[1] На морфологии и химизме этих почв мы не будем останавливаться, так как они не отличаются от морфологии аналогичных почв подзолистой зоны и во всяком случае не дают материала для выяснения вопроса о динамике тундрового почвообразования. Изучение их скорее входит в задачу болотоведа, а не почвоведа.

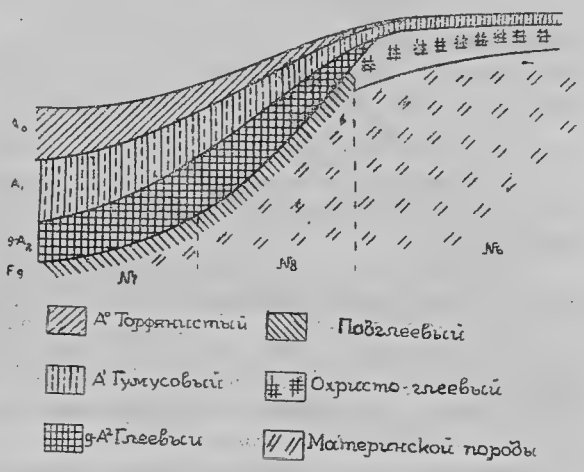
Разрез № 7

3-я фаза заболачивания

Почва торфянисто-глеевая, суглинистая с выраженным глеевым горизонтом.

$A_0 + A_1$	0—4 см	Светлосерый, плохо разложившийся гипновый торф. Реакции на Fe'' нет.
$G - A_1$	4—10 „	Грязно-серый суглинок с редкими охристыми пятнышками. В нижней части имеет охристую надглеевую полоску. Реакции на Fe'' нет.
$G - A_2$	10—20 „	Голубой горизонт сплошного глея с редкими ржаво-охристыми пятнышками; слегка слоеватого сложения, неясно икряной структуры, неравномерный по мощности. Интенсивная реакция на воднорастворимое Fe''.
FG		Подглеевый горизонт в виде тонкой охристо-пятнистой полоски,
C		однородная по окраске слегка слоеватая супесь, влажная, оползающая в яме. Реакции на Fe'' нет. Мерзлота на глубине 1 м 60 см.

Просматривая описанные фазы выработки профиля торфяно-глеевой тундровой почвы, мы видим: в 1-й фазе (1-й фазе для данного профиля, так как вообще охристо-пятнистая почва уже сравнительно сильно оглеена) — глеевые процессы, идущие на большую глубину, но лишь в синих глеевых пятнах. Реакция преимущественно на кислотнорастворимое Fe''.



Фиг. 14. Профиль заболачивания кустарниково-мохово-лишайниковой тундры.

Во второй фазе уже выработан горизонт сплошного синего глея, дающего реакцию на воднорастворимое закисное железо.

В следующей фазе происходит накопление торфа, поднятия слоя вечной мерзлоты, ухудшение условий существования даже для анаэробных железобактерий и сокращение в связи с этим глеевой толщи.

Б. ПОЧВЫ АРКТИЧЕСКОЙ ТУНДРЫ

Последней несколько особняком стоящей группой почв озерно-болотно-солончакового ряда являются располагающиеся преимущественно в арктической подзоне:

а) Арктические солончаковатые почвы

Арктические солончаковатые почвы (в нижнем течении р. Енисея) (*25, 27*), как я уже отмечал, впервые были описаны Д. А. Драницыным.

Б. Н. Городков (*24*) в Гыданской тундре (нижнее течение р. Юрибей) наблюдал также бурное вскипание поверхности пятен.

В описаниях Драницына солончаковатые почвы развивались на карбонатных материнских породах (нанос с включением обломков доломитов). Но под растительным покровом „вскипание можно только обнаружить на значительной глубине в толще мерзлой породы, повидимому уже не захваченной процессами местного почвообразования“ (Драницын). Карбонатный горизонт, по Драницыну, представляет „иловатую массу с ржавыми примазками нежной листовато-пластинчатой структуры, где отдельные пятнышки разделены порами“.

В Гыданской тундре вскипает только поверхностный слой пятен до глубины нескольких миллиметров. Вскипание под моховым покровом вокруг пятна отсутствовало. По наблюдениям Городкова, вскипание не было связано с карбонатностью материнских пород.

В Большеземельской тундре солончаковатые почвы наблюдались мною чаще всего в арктической подзоне. По большей части засолена поверхность пятен арктических полигональных и структурных почв. Для характеристики арктических солончаковатых почв приведем описание № 7.

Разрез № 7, 25 августа 1931 г., 0.5 км на запад от ст. Хабарово.

Рельеф — плоская вершина гряды, образованной складками силурийских мергелей и известняков (прикрытых локальной мореной). Растительность вокруг пятен преимущественно *Dryas*.

Пятна более или менее каменистые, занимают от 60 до 80—90% поверхности увалов. Щебенка концентрируется по краям пятна и отчасти на поверхности.

Разрез в пятне. Толща довольно однородно окрашенного грязно-серого суглинка мелкокомковато-остроребернoй структуры (о распределении в нем щебенки упоминалось выше). Среди толщи однородно окрашенного суглинка темные пятна от выветрившейся щебенки. С поверхности почва интенсивно кипит от соляной кислоты, книзу кипение исчезает (с 5—8 см). Мерзлота на глубине 1 м.

Разрез через оконтуривающую пятно трещину-депрессию (пятно имеет более или менее правильно шестиугольную форму). Общий характер почвенной толщи аналогичный. Но ясно выражен гумусовый горизонт A_1, мощностью около 9 см, более темносерый по сравнению с почвенной толщей. Трещина занята растительностью. Вскипания нет. Мерзлота на глубине 95 см.

Накопление карбонатов на поверхности пятна обусловливается восходящими токами, от мерзлоты к поверхности, особенно отчетливо выраженными в арктической подзоне.

Но и в пределах субарктической подзоны накопление солей на поверхности пятен тоже происходит.

Следует однако отметить, что в районе бывших морских трансгрессий вскипание в некоторых случаях зависит от накопления на поверхности пятна осколков постплиоценовых морских раковин. Аккумуляция на поверхности пятна обломков раковин подчиняется тем же законам, что и аккумуляция щебня.

К сожалению, химический состав солончаковатых почв в Арктике не изучен. Собранные мною в 1931 г. образцы этих почв погибли при

лодочной катастрофе на пороге Шелом-Кость р. Адзьвы. Драницын и Городков аналитических данных не приводят. Анализы солевых выцветов шпицбергенских почв, которые я приводил, повидимому, несравнимы с нашими почвами, так как там отсутствует карбонатность.

В общем, солончаковатые почвы тундры еще ждут своего исследователя.

4. ТУНДРОВЫЕ ПОЧВЫ ЭЛЮВИАЛЬНОГО РЯДА

а) Подзолистые почвы

Подзолистые почвы с морфологически выраженным профилем в современных условиях тундрового почвообразования развиваются лишь на хорошо дренируемых песках (вершины сопок, высокие дренируемые речные террасы), но уже при незначительном ухудшении условий дренажа они замещаются подзолисто-глеевыми почвами.

Слабоподзолистые и слабоподзолисто-глеевые песчаные почвы тундры имеют, обычно, горизонты: A_1, мощностью 1—2 см, A_2 — 2—3 см, и B — до 5 см. Иногда горизонт A_2, как диференцированный горизонт, отсутствует — есть лишь комплексный горизонт $A_1 + A_2$. Отдельные ортштейновые конкреции или горизонты ортзандового плитняка, при малом напряжении подзолистого процесса тундры, образовываться не могут. В арктической подзоне очень часто горизонт B совершенно не выражен.

Подзолисто-глеевые пески обладают в общем тем же характером, и мощностью горизонтов A_1, A_2, B, но уже на глубине 10—15 см в их разрезе наблюдаются палево-зеленые пятна глея.

Подзолистый процесс тундры неустойчив. Динамика развития растительности тундры легко нарушает неустойчивое равновесие между подзолистым и болотно-глеевым процессом — всегда в сторону болотно-глеевого процесса. Заболачивание песков тундры развито весьма широко. Повсюду наблюдается процесс перехода от тундры *Stereocaylon* — на молодых недавно закрепившихся эоловых песках — к тундре лишайниковой с *Cetraria, Cladonia* и др. и через заселение *Aretos alpina, Betula nana, Empetrum nigrum* — к различным типам гипновых и сфагновых болот.

Для характеристики тундровых подзолистых почв и динамики их развития приведем следующий профиль.

Разрез № 12 — ботаническое описание, В. Андреев, *73*. Большеземельская тундра, Югорский полуостров.

Лишайниково-кустарниковая тундра *Sphaerophorus* и *Vaccinium Vitis idaea*.

Южный склон грядообразной песчаной сопки на левом берегу верховья р. Ою между Выдерой и Янгорей-из. Относительная высота сопки 15—20 м. Направление простирания W—E. На сопках яреи (пятна выдувания) с аккумулирующейся галькой и обломками постплиоценовых раковин. Пески горизонтально-слоистые. Микрорельеф слегка кочковатый (фиг. 15).

Разрез № 12. Почва слабоподзолистая, песчаная

A_0	Отсутствует.
$A_1 + A_2$ 0—5 см	Грязно-серый, коричневатый горизонт мелкого кварцевого песка. Примесь органических плохо разложившихся остатков. Образует неглубокие (5 см) карманы, вдающиеся в нижележащий горизонт, от которого хорошо диференцирован.
B	Отсутствует.
C	С 5 см, а местами с 10, палево-серый мелкий, горизонтально тонкослоистый песок с редкой выветривающейся галькой. Реакции на закисное железо нет.

Разрез № 13. Слабо-подзолистая песчаная почва

То же, что и № 12, но уже выражен грязно-охристый подзолистый горизонт B. Местами до 2—3 м мощности.

Разрез № 14. Слабо-подзолистая глееватая песчаная почва

$A_0 + A_1$ 0—2 см	Торфянистый горизонт.
$A_1 + A_2$ 2—5 „	Грязно-темносерый мелкий песок, книзу нерезко переходящий в слегка окрашенный гумусом серо-палевый мелкий слоистый песок. Слабая реакция на кислотно-растворимое закисное железо до глубины 20 см.
C (G)	

Разрез № 15. Торфянисто-глеевая песчаная почва

$A_0 + A_1$	Темный хорошо разложившийся торф 0—4 см.
G	Мозаично-окрашенный мелкий слоистый песок. Неяркие синие пятна глея чередуются с расплывчатыми охристыми пятнышками. Ясная реакция на кислотно-растворимое закисное железо.

Разрез № 16. То же, но оглеение ярче.

Разрез № 17. Торфянисто-глеевая песчаная почва

$A_0 + A_1$ 0—5 см	Темный, хорошо разложившийся торф.
G	Мозаичный горизонт — ярко-голубые пятна глея, начинаются непосредственно под торфом; 5 см. Ясная реакция на кислотно-растворимое закисное железо, а в голубых пятнах слабая на воднорастворимое. Весь разрез очень влажный.

Разрез № 18. Торфяная почва с выраженным горизонтом сплошного глея

$A_0 + A_1$ 9—10 см	Темный очень влажный хорошо разложившийся торф.
G — A_2 10—30 „	Голубой мелкий слоистый песок с ржавыми пятнами вокруг корневых ходов.
F — G 30—40 „	Палево-бурый с красными и редко голубоватыми пятнышками; с 40 см — палевый мелкий горизонтально-слоистый песок.

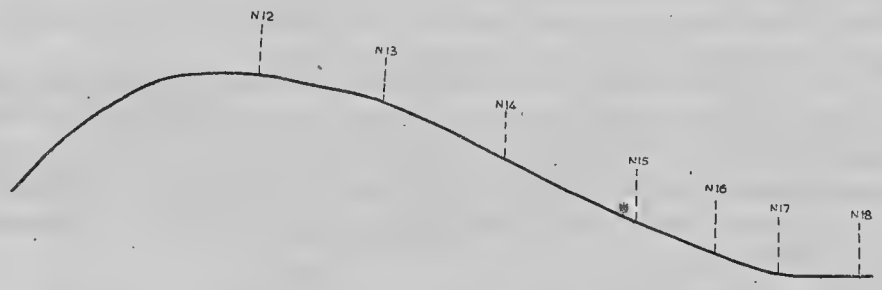
Реакция на воднорастворимое железо в горизонте G — A_2. В остальных горизонтах до глубины 40 см на кислотно-растворимое Fe^{II}. Приведенный профиль характеризует неустойчивость подзолистого процесса тундры. Заболачивание, казалось бы, хорошо дренируемых песков тундры развито весьма широко.

Сравнивая подзолистые пески тундры с лесными песчаными подзолистыми почвами, помимо морфологических различий, улавливаем естественно и химические.

В подзолистых песчаных почвах тундры почвообразовательные процессы идут в значительно менее кислой среде; pH подзолистых почв мохово-лишайниковой тундры колеблется по профилю в пределах от 5.00 до 6.00, в то время как pH подзолистых песчаных почв под лишайниковыми борами Печорского края обычно колеблется в пределах 3.80—5.50.

Колебания pH по горизонтам подзолистых песков тундры не достигают такой большой разницы, как в соответственных лесных подзолистых почвах. Правда, эти колебания несколько выше, чем в других типах тундровых почв.

Накопление гумуса в подзолистых песках тундры также значительное. Падение содержания гумуса с глубиной более равномерно, нежели в лесных подзолистых почвах.



Фиг. 15. Схема распределения разрезов №№ 12—18 по рельефу.

Обогащение гумусом горизонта B, где его бывает больше, нежели в A_2, столь характерное, опять-таки, для лесных подзолистых песков, здесь не наблюдается.

Горизонт A_2 содержит гумуса значительно больше, чем B (см. разрез № 26), например, в A_2 гумуса 2.12%, B содержит гумуса 1.01%. В противоположность лесным подзолистым почвам под лишайниковыми борами, где обычно не встречается плотной развитой подстилки, а горизонт A_1 выражен в виде полусантиметровой полоски — в тундре распад органического вещества приводит к образованию слегка торфянистого верхнего горизонта и в суглинистых разностях и на хорошо дренируемых песках (за исключением песков, недавно закрепленных растительностью, где процессы почвообразования проходят еще свою первую стадию). В тундровых почвах нормального увлажнения происходит, однако, не только накопление грубых торфянистых продуктов, но и высоко дисперсного гумуса. Как видно из табл. 7, разрез № 26, в слабоподзолистой песчаной почве много водорастворимого гумуса. В этом отношении подзолистые песчаные разности тундровых почв уступают только почвам дерновинно-луговой тундры (разрез № 18) и некоторым разностям тундро-воглеевых почв (разрез № 109).

Воднорастворимый гумус песчаных подзолистых почв тундры лишь в общем повторяет закономерность, установленную Б. Д. Зайцевым для подзолистых почв Охтенского лесничества.[1]

„Абсолютная величина растворенного гумуса с глубиной убывает", пишет Зайцев, „а относительная возрастает", причем „абсолютная величина растворимости гумуса обнаруживает параллелизм с общим характером органического вещества". Характер убывания содержания воднорастворимого гумуса с глубиной, в тундровых почвах вообще, дает иную картину, нежели в подзолистых почвах Охтенского лесничества. Воднорастворимый гумус распределен во всех типах тундровых почв по глубине значительно более равномерно; даже самые крайние случаи не обнаруживают такого резкого убывания его с глубиной и колебания по горизонтам, как в анализах Б. Д. Зайцева охтенских почв (глубина 10—15 см, горизонт A_1, гумуса воднорастворимого в куб. см $0.05nKMnO_4 = 166$ см^3; глубина 30—35 см, горизонт A_2, — 14 см^3; глубина 40—45 см, горизонт B, — 6 см^3; глубина 80—85 см, горизонт C, — 4 см^3).

Подзолисто-песчаные почвы тундры обладают весьма незначительной емкостью поглощения (см. разрез № 19). Они бедны поглощенными основаниями; некоторое вторичное обогащение поглощенными основаниями под влиянием растительности наблюдается у них лишь в гумусовых горизонтах. В то же самое время для них весьма характерно ничтожное содержание поглощенного водорода.

б) Темноцветные тундровые почвы (дерновинно-луговые)

Эти почвы до сего времени не отмечены исследователями тундры, между тем, весьма интересны с точки зрения познания тундрового почвообразования. По характеру материнских пород разделяются на две группы: 1) почвы, развившиеся на породах, богатых основаниями, 2) почвы, развившиеся на породах, бедных основаниями.

Первая подгруппа встречается в депрессиях рельефа, вторая подгруппа, наоборот, — почти всегда развивается на самых повышенных элементах рельефа: на высоких моренных грядах, на склонах и вершинах сопок и т. д. Само собой разумеется, почвы первой и второй подгруппы могут развиваться только в условиях исключительно хорошего дренажа. Климатические условия тундры, как мы уже видели, иначе приводят к развитию глеево-болотных процессов. Почвы первой группы располагаются по дренируемым долинам ручьев и речек. Хотя материнские породы этих почв и богаты основаниями, но не вскипают от соляной кислоты. В климатических условиях подзолистой зоны на них безусловно развивались бы подзолистые почвы, но специфические условия тундры приводят к образованию своеобразных темноцветных почв, лишь в извест-

[1] Б. Д. Зайцев. Растворимость в воде гумуса почв Охтенской лесной дачи. Изв. Лгр. лесн. инст., вып. XXXVI, 1928.

ной степени аналогичных перегнойно-карбонатным почвам подзолистой зоны.

Приведем типичный разрез темноцветной почвы первой подгруппы — разрез № 66.

Разрез № 66. Малоземельская тундра, район сопки Ярь-седа.

Рельеф — древняя терраса Безымянной речки.

Почва темноцветная суглинистая злаково-дернистой тундры на древних железисто-болотных отложениях.

A_0 0—2 см Дернина.

A_1 Мощность 28 см; темнобурый окрашенный гумусом средний суглинок мелкокомковатой структуры. Много корней травянистых растений. Постепенно светлеет и переходит в С.

С С глубины 30 см; охристо-красный, с редкими сизыми пятнами средний суглинок — более крупной комковатой структуры. Пористый. Представляет древнее осушенное иловато-болотное отложение с большим содержанием железа. Мерзлота на глубине 95 см.

Темноцветные почвы 2-й подгруппы развиваются на разнообразных материнских породах.

В зависимости от состава материнской породы они дают разновидности, занятые тремя основными категориями тундр:

1) Щебневато-дернистой тундрой песков.

2) Злаково-дернистой суглинков.

3) Песчано-дернистой.

В своем развитии эти почвы обусловлены влиянием вертикальной зональности, в связи с особо благоприятными условиями дренажа и экспозицией склонов. Интересно отметить, что в них наиболее интенсивно проникает микробиологическая деятельность (по сравнению с другими типами тундровых пород).

В частности (по определениям Н. А. Сушкиной, произведенным в моих образцах этих почв), там идет процесс нитрификации, вообще свойственный только редким группам тундровых почв.

По своему морфологическому строению почвы 2-й подгруппы отличаются довольно мощным темным гумусовым горизонтом (до 20—25 см), который, как и у горно-луговых почв, по Захарову (*33*) распадается на подгоризонты, верхний — „нежно-торфянистый“ и нижний — „зернисто-торфянистый“. Последний, светлея книзу, постепенно переходит в материнскую породу.

Для характеристики приведем типичный разрез № 18.

Разрез № 18. Большой Саундей, 1 авг. 1930 г.

Злаково-дерновинная луговая тундра на западном склоне сопки Большой Саундей. Злаки с преобладанием типчака 70%, разнотравье 20—25%.[1]

Festuca ovina 6	*Poa arctica* 2
Poa pratensis 2	*Koeleria glauca* v. *Pehleana* 4

[1] Распространение отдельных видов оценено по 6-балльной шкале.

Trisetum sibiricum 6
Carex vaginata 3—4
Senecio campestris 5—4
Stellaria lengites 4
Equisetum arvense 2
Pachypleurum alpinum 4
Pyretrum bipinnatum 3
Polygonum Bistorta 3
Polemonium lanotum boreale 3
Grenaria graminifolia 4
Draba hirta leiocarpa 3—4
Corthusa Mathioli 2
Melandryum affine 2
Oxytropis campestris 2
Campanula linifolia 2
America arctica 3—2
Polygonum viviparum 2
Vaccinium Vitis idea 3
Dianthus superbus 3

Почва темноцветная тундровая, на щебневато-галечниковых песках.

A^0 Мощность 2 см, дернина.

A_1' Мощность 8 см, темнобурый, сильно гумусовый песок. Богат плохо разложившимися растительными остатками, нежно-торфянистый. Много гальки и щебенки. Книзу светлеет и нерезко переходит в

A_1'' Мощность 10 см. Такой же песок, но более светлый; плохо разложившихся органических остатков нет; зернисто-порошистый.

C С глубины 20 см. Мелкий палевый песок с большим количеством гальки и щебенки различного петрографического состава. С 30 см сплошное скопление щебенки, не дающее возможности дальнейшего углубления разреза.

Переходя к вопросу о химической природе указанных почв, необходимо отметить следующие особенности:

По своей химической природе группа темноцветных почв своеобразна.

Актуальная реакция первой подгруппы слабокислая, близкая к нейтральной. Вторая подгруппа имеет более щелочную реакцию, около 7.0 pH. Амплитуда колебаний pH по горизонтам невелика, не превышает 1.0 pH. Емкость поглощения у первой подгруппы очень велика до 36 м.-экв. Поглощенного водорода очень мало в верхних горизонтах. Состав поглощающего комплекса довольно однороден по глубине (см. табл. IV, стр. 108, 109, разрез № 66).

У второй группы мы имеем значительную емкость поглощения, но все же меньшую по сравнению с первой. Поглощенного водорода нет.

Большой интерес представляет содержание гумуса, ярко характеризующее темноцветную толщу. В верхних горизонтах валовое содержание гумуса до 10%. Точно так же значительно содержание воднорастворимого гумуса в темноцветных почвах (до 90 см^3, 0.5 нормального перманганата). Падение воднорастворимого гумуса с глубиной гораздо равномернее, чем падение с глубиной валового содержания гумуса.

Темноцветные почвы покрыты богатой луговой растительностью. К сожалению, в почвенном покрове тундры они занимают очень небольшое место. При этом они свойственны, повидимому, далеко не всем подзонам. Я не встретил их на севере Большеземельской тундры с ее континентальным климатом, напротив, в Малоземельской тундре такие почвы не редки.

VII. ПОЧВЕННЫЕ ПОДЗОНЫ ТУНДР СЕВЕРНОГО КРАЯ

Выше я уже останавливался на взглядах Б. Н. Городкова относительно тундрового почвообразования. Взгляды эти в основном сводятся к отрицанию специфических особенностей тундрового почвообразовательного процесса и к отнесению всей тундры к подзолистой зоне.

Фактический материал, относящийся к тундровым почвам, как я уже показал, тоже не дает оснований для отнесения тундры к подзолистой зоне.

Всю тундру, относящуюся в целом к подзолистой зоне, Б. Н. Городков делит на: 1) скрытоподзолистую подзону и 2) подзону арктического почвообразования (стр. 73). „Под арктическим почвообразованием, — говорит Городков, — мы подразумеваем не какой-либо особый тип почвообразования, но лишь сильное ослабление биохимических процессов и преобладание физического выветривания. Скрытоподзолистую подзону Б. Н. Городков делит на районы: 1) Западный — Европейский, до 60° в. д., 2) Центральный — Сибирский и 3) Восточный — Чукотско-анадырский, к востоку от 160-го меридиана.

Не останавливаясь на характеристике 2-го и 3-го районов, лежащих вне темы нашей работы, я затрону лишь Западный (Европейский) район.

По Городкову, там благодаря умеренному климату вечная мерзлота довольно глубоко оттаивает, а в песчаном субстрате иногда отсутствует; широко распространены торфяно-глеевые почвы, на юге переходящие в сфагновые торфяники; дренированные пески довольно сильно оподзолены, пятнистые тундры не занимают больших площадей, трещиноватость почвы повидимому отсутствует; крупнобугристые болота, вообще характерные для южного предела вечной мерзлоты, весьма обыкновенны.

Характеристика Городкова европейских тундр и выделение их в особый зональный район почти целиком основана на работе А. А. Григорьева (*16*). Между тем обследованный А. А. Григорьевым район р. Шапкиной лежит в пределах северной границы лесотундры и только частично в южной тундре. Таким образом и характеристика Городкова относится к южным вариантам европейских тундр (и лесотундре), но совершенно не соответствует европейским тундрам в целом.

На основании изложенного выше можно выделить *зону тундрового почвообразования* с разделением ее на ряд подзон, указанных ниже.[1] Эти подзоны не являются неподвижными подзонами, определяющимися лишь общими климатическими условиями, они отражают определенные этапы в динамике развития почвенных процессов и определяются сложным взаимодействием внешних (климат, растительность, микрофлора и т. д.)

[1] В мое представление о почвенных подзонах тундры заложена в основном та же идея, которая более глубоко и полно разработана, независимо от меня, И. П. Герасимовым в его недавно вышедшей работе: „О почвенно-климатических фациях СССР и прилегающих стран“ (Л., 1933 г. Тр. Почв. инст. им. В. В. Докучаева, т. VIII, вып. 5).

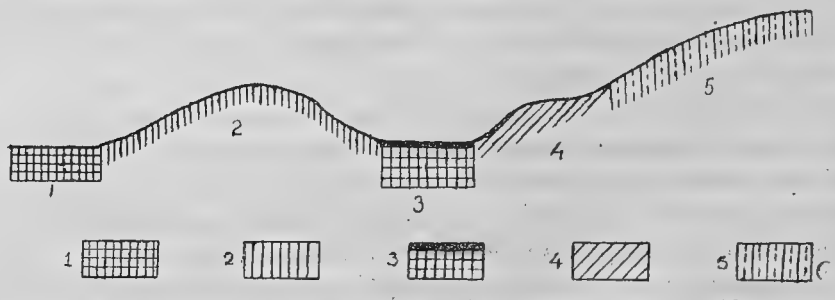
и внутренних (состав материнских пород, микроклимат и т. д.) факторов. Выделение почвенных подзон необходимо не только с точки зрения углубления и систематизации знаний о почвенном покрове тундры, но и в целях рационализации нашей хозяйственной деятельности.

Границы выделяемых мною подзон совпадают с границами растительных подзон тундр Северного края.

1. ПОДЗОНА СОЛОНЧАКОВАТО-ПОЛИГОНАЛЬНЫХ И СТРУКТУРНЫХ ПОЧВ

Эта подзона совпадает с растительной подзоной *арктических полигональных тундр*. Сюда относятся острова Полярного моря — Шпицберген, Новая Земля, Северная Земля, Земля Франца Иосифа, Вайгач. На материке она занимает узкую полосу вдоль берегов Югорского Шара. Отдельные пятна этой подзоны можно встретить в области Янея (напр., на сопке Сив-седа, по указанию Ф. В. Самбука), но уже в связи с проявлением вертикальной зональности (Яней имеет абс. выс. 400 м).

Полигональные и структурные почвы иногда преобладают в почвенном покрове подзоны, а иногда занимают относительно значительные площади. Приурочены они к положительным, хорошо дренируемым формам рельефа.



Фиг. 16. Распределение почвенных типов в районе Хабарова (Большеземельская тундра).

1. Суглинистая глеевая почва. 2. Торфяно-глеевая почва с выраженным горизонтом сплошного глея. 3. Солончаковатые суглинистые почвы, переходные между полигональными (Polygonboden) и структурными. 4. Каменные полосы (Steinstreifen). 5. Солончаковатые структурные суглинистые почвы (Strukturboden).

В обследованном мною районе я встречал типичные солончаковатые полигональные и структурные почвы в районе становища Хабарово.

Процессы накопления солей — карбонатность пятен полигональных и структурных почв — характерна для подзоны.

В районе Хабарова в основном встречаются почвенные разности, переходные между так называемыми структурными и полигональными (ячеистыми) почвами. Они занимают наиболее дренируемые места по вершинам плоских гряд увалов, образованных складками силурийских горных пород (известняками, мергелями и т. д.).

В понижениях рельефа развиты всевозможные глеево- и торфяно-глеевые почвы, большой частью занятые осочниками.

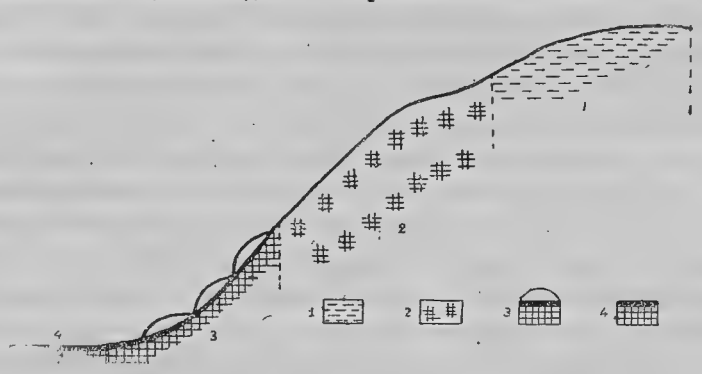
Для представления о распределении различных почвенных типов нашей подзоны в зависимости от рельефа мы приведем следующий схематический профиль, сделанный у становища Хабарово (фиг. 16).

Последним типом почв, встречающимся в пределах нашей подзоны, являются почвы подзолистые и слабоподзолисто-глеевые.

Подзолистые почвы развиваются исключительно на очень хорошо дренируемых песках (отложения морских трансгрессий), причем занимают в почвенном покрове описываемой подзоны второстепенную незначительную роль. Так, по моим подсчетам в районе Хабарова они составляют не более 2% почвенного покрова. По своим химическим и морфологическим особенностям они не представляют особых различий по сравнению с подзолистыми песчаными почвами более южных подзон тундры. Так же, как и там, одной из характерных особенностей этих почв является обычная их оглеенность и сравнительно более глубокое залегание слоя вечной мерзлоты (в среднем на глубине около 2 м), чем в суглинках.

2. ПОДЗОНА ГЛЕЕВЫХ ПЯТНИСТЫХ ПОЧВ

Подзоны глеевых пятнистых почв совпадают с растительной подзоной *мохово-кустарничковых тундр,* широко протягивающейся через европейские тундры, которые характеризуются громадной интенсивностью глеевых процессов, приводящих к образованию глеевых почв на, каза-



Фиг. 17. Распределение почвенных типов в зависимости от рельефа подзоны глеевых пятнистых почв.

1. Скрытоглеевые почвы пятнистых тундр. Пятна 2-го рода. 2. Охристо-глеевые почвы пятнистых тундр, скаты. Пятна 1-го рода. 3. Торфянисто-глеевые бугристые тундры. 4. Торфянисто-глеевые тундры.

лось бы, хорошо дренируемых местах, и, в частности, к широкому распространению почв с сине-сизым горизонтом сплошного глея. Этот последний тип почвы хотя и встречается в других тундровых подзонах, но не имеет там столь широкого распространения.

Почвы сильно глеевые занимают не только понижения, но и средние и нижние части возвышенностей. Пятнообразование происходит интенсивно в моховых тундрах, но пятна не имеют ничего общего с полигонами

арктических почв. Для того, чтобы дать представление о распределении различных глеевых почв в различных условиях рельефа нашей подзоны, приведем следующий профиль (фиг. 17).

Процессы накопления солей на поверхности пятен и солончаковатость некоторых почвенных разностей встречаются также и в подзоне глеевых пятнистых почв. Однако эти процессы выражены здесь менее интенсивно, чем в подзоне полигональных почв.

Среди почвенного покрова подзоны развиты также и другие почвенные типы (напр., на песках — слабоподзолистые почвы), но они играют второстепенную подчиненную роль. В зависимости от состава материнских пород почвы нашей подзоны сильно каменисты и щебневаты. Процессы пятнообразования приводят к образованию очень интересного типа пятен, являющегося как бы переходом между арктическими пятнами полигональных и структурных почв и пятнами южных вариантов континентальной тундры. О них мы уже говорили выше.

3. ПОДЗОНА ТОРФЯНО-ГЛЕЕВЫХ ПЯТНИСТЫХ И БУГРИСТЫХ ПОЧВ

Подзона эта совпадает с растительной подзоной кустарниковых тундр, которая занимает наиболее широкую полосу и является наиболее южной тундровой подзоной.

Здесь более широкое распространение получают слабо подзолистые почвы на песках, правда, по большей части, с ясными признаками оглеения. Неоглеенные почвы занимают лишь очень хорошо дренируемые участки.

Среди почвенного покрова подзоны также встречаются темноцветные почвы, занятые луговинной тундрой. Для формирования таких почв, кроме хорошего дренажа, требуется значительная обогащенность материнской почвы основаниями. Так как сочетание этих двух условий (дренаж, состав материнской породы) обеспечивается в тундре редко, то и темноцветные почвы встречаются очень редко и не занимают больших площадей.

В наиболее дренируемых местах на суглинках в этой подзоне развивается та категория почв, которую я назвал „скрытоглеевые суглинки“.

Встречающиеся здесь типы глеево-болотных почв не представляют ничего принципиально нового по сравнению с тем, что мы видели в вышеописанной подзоне. Только здесь тундровые глеевые почвы „с выраженным глеевым горизонтом“ встречаются гораздо реже, что объясняется более интенсивным накоплением торфа, приводящего глеевую почву уже на ранних стадиях ее развития в категорию торфяно-глеевых почв.

Климатические особенности сообщают некоторые специфические черты отдельным частям рассматриваемой подзоны.

На восток, в связи с большей континентальностью климата, и в частности меньшей мощностью снегового покрова, сильно развита морозная трещиноватость поверхности тундровых почв. На западе, уже в Малоземельской тундре, эта трещиноватость почти исчезает. Большая континен-

тальность климата на востоке в Большеземельской тундре определяет более глубокое положение летом слоя вечной мерзлоты.

Если в Малоземельской тундре в суглинистых разностях слой вечной мерзлоты в среднем лежал на глубине 60—70 см, то в восточной части Большеземельской тундры — уже на глубине 120—150 см.

В пределах нашей подзоны, а в особенности в тех ее частях, где климат менее континентальный (Малоземельская тундра), сильнее развиты процессы пятно-бугрообразования. В основном как раз типы пятно-бугрообразования, наиболее далекие от полигонального арктического. Большинство пятен и бугров подзоны связано с движением плывунного слоя по склонам.

Именно здесь на склонах тяжелых вязких суглинков создается тип бороздчатого микрорельефа. Вся поверхность тундры представляет как бы пашню, борозды которой вытянуты вниз по склонам.

На песках образование и движение плывуна в почвенной толще приводит к выработке своеобразного воронкообразного микрорельефа.

4. ПОДЗОНА ТОРФЯНО-ПОДЗОЛИСТО-ГЛЕЕВЫХ ПОЧВ

Совпадает с растительной подзоной северной и южной лесотундры. Эта подзона характеризуется наряду с сильнейшим развитием глеево-болотного почвообразования значительным развитием подзолистых процессов.

Развитие подзолистого и глеево-болотного процессов, которые мы считаем, вопреки мнению некоторых исследователей, противоположными по качеству, приводит к своеобразному синтезу противоречий в виде преобладающих в почвенном покрове торфяно-подзолисто-глеевых почв. Влияние слоя вечной мерзлоты здесь сказывается все в меньшей степени. Процессы пятно- и бугрообразования (я говорю не о торфяных, а о минеральных буграх) исчезают. Это район развития громадных площадей торфяников и интенсивного развития накопления сфагнового торфа.

Подзолистый процесс приобретает большую напряженность. Морфологически уже и на суглинках совершенно отчетливо дифференцируется, правда маломощный, белесый горизонт A_2 и горизонт вмывания B. Окраска подзолистой почвы приобретает более яркие тона, палевые оттенки исчезают. В химическом отношении горизонты дифференцируются тоже довольно резко. Процесс подзолообразования начинает протекать уже в сильнокислой среде.

Мы отметили основные почвенные разности, характеризующие ведущие процессы почвообразования различных подзон тундры.

Наряду с этими специфическими для подзон разностями встречаются разности, которые занимают очень незначительные площади в пределах той или иной подзоны и иногда без особых изменений переходят через всю тундровую зону.

VIII. К ВОПРОСУ О ПОЛЯРНОМ ЗЕМЛЕДЕЛИИ В ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Сначала укажем кратко результаты того опыта полярного земледелия, который имелся в прошлом. Этот опыт, разумеется, не имеет для нас решающего значения, однако пренебрегать им не следует.

К большому сожалению, работа А. В. Журавского на опытном пункте в Усть-Цильме (65° 27′), систематически продолженная после революции и давшая прекрасные результаты, точно так же и блестящие мировые результаты Хибинской опытной станции (64° 44′) с 1925 г. и по настоящее время производившиеся под руководством И. Г. Эйхвальда, не являются нашим материалом. Хибинская и Усть-Цильмская опытные станции расположены на крайнем совере, но не в тундре, и даже не в лесотундре.[1] Нам придется довольствоваться поэтому случайным отрывочным материалом, недостаточно полным.

По сведениям Ю. Д. Цинзерлинга,[2] относящимся к 1925 г., в Печорском крае существовали посевы овса и ячменя в выселке зырян-ижемцев (Вонда на р. Шапкиной, южная граница лесотундры). У с. Оксино близ Пустозерска в крестьянских хозяйствах были посевы ячменя, удававшиеся не каждый год. Огородничество (картофель, репа, редька, лук) доходило до Пустозерска. В 1931 г. мне пришлось наблюдать картофель несколько севернее в д. Андег.

На запад от Печоры наиболее северным пунктом в лесотундре, где издавна существовало земледелие, является верхняя Пеша. В с. Верхняя Пеша (63° 39′) прекрасные результаты давало огородничество (картофель, репа, брюква, морковь, редька, хрен, редиска и даже капуста и махорка). Ячмень иногда давал урожаи до сам 20, но иногда вымерзал.

В восточной части Большеземельской тундры наиболее северный пункт, где имеются указания на возделывание сельскохозяйственных культур, расположен в лесотундре. По указаниям Керцелли (1911 г.) в сел. Харутавом на р. Адзьве культивируют картофель. Картофель получается мелкий, плохо вызревающий, что местные жители объясняют поздними заморозками, побивающими отаву.

Приведенные данные совершенно не дают ответа на то, какие результаты получаются при культивировании сельскохозяйственных растений на различных почвах, в различных условиях рельефа, насколько благоприятно сказываются: дренирование участков, различные виды мелиорации, удобрения и т. д.

Акад. Н. И. Вавилов основное препятствие к распространению сельскохозяйственных культур на крайнем севере видит в сильной заболоченности почв. Мы с таким утверждением вполне согласиться не можем.

[1] Хотя Кольский полуостров и имеет черты лесотундры, но все же резко отличается от настоящей лесотундры Евразии. Там нет вечной мерзлоты.

[2] Ю. Д. Цинзерлинг. Северные пределы земледелия.

Помимо заболоченности существует еще целый ряд неблагоприятных моментов, влияние которых необходимо парализовать. С одной стороны, мы имеем группу чисто климатических моментов, а с другой — почвенных.

Конечно, такое разделение условно, но с практической точки зрения целесообразно.

Основные неблагоприятные моменты климатического характера — это: а) сильные заморозки, возможные в течение всего вегетационного периода, б) сильные ветры, в) краткость вегетационного периода и малое количество тепла.

Что касается тундровых почв, основными неблагоприятными моментами будут свойственные громадному проценту почвенного покрова тундры: 1) анаэробные глеевые процессы; правда, присутствие закисных соединений в глеевых почвах само по себе оказывает, вероятно, физиологически-вредное действие на растения, но оно является верным показателем неблагоприятных анаэробных условий; 2) низкая температура почвы, с одной стороны, обусловленная небольшим количеством тепла, получаемого почвой в период вегетации, а с другой — слоем вечной мерзлоты, от таяния которой распространяются вверх холодные восходящие токи почвенной воды.[1]

Эти неблагоприятные моменты ведут к ослаблению микробиологической деятельности и к очень мало интенсивному распаду органического вещества. Таким образом основные задачи в области мелиорации тундровых почв, которые необходимо разрешить при сельскохозяйственном использовании тундры, состоят в следующем:

а) Дренаж почти всех типов тундровых почв и улучшение их аэрации.

б) Уничтожение вредного влияния вечной мерзлоты.

в) Возможная тепловая мелиорация тундровых почв.

г) Улучшение микробиологической деятельности.

Особо стоит вопрос о внесении в тундровую почву удобрения. С одной стороны, казалось бы наиболее целесообразным вносить навозное удобрение, которое должно улучшить структуру и аэрацию тундровой почвы и дать ей большое количество тепловых калорий. С другой стороны — слабое химическое выветривание в полярных областях и, в частности, медленно идущий распад органического вещества заставляют с осторожностью подходить к этому вопросу.

Северин в своей работе о почвах г. Обдорска и полуострова Ямал (*65*) пришел к выводу, что тундровые почвы, в общем, по численности „своего бактериального населения не представляют ничего экстраординарного“ по сравнению с „дикими девственными почвами со скудной растительностью ... всех других географических широт“.

[1] Разумеется, присутствие вечной мерзлоты может при некоторых условиях и не оказывать вредного влияния на сельскохозяйственные культуры. Имеются указания на благоприятное действие мерзлоты, являющейся резервуаром влаги (Якутия).

Но лишь только северные почвы подвергаются сельскохозяйственной культуре, микробиологическое население их резко увеличивается до величины, свойственной обычным нашим культурным почвам других зон (миллион и свыше зародышей на 1 г).

Казанский (*37*), изучавший микрофлору Новой Земли, пришел к аналогичным выводам.

Таким образом, как будто систематическая обработка тундровых почв должна значительно улучшать их микробиологическую жизнь и, в частности, ускорять разложение вносимого органического вещества. Собранные мною сведения о культуре картофеля в д. Харута-вом (р. Адьзва, Печорский край, район лесотундры) подтверждают сказанное. Опытные посевы Хибинской станции заставляют предположить другое. Наилучшие результаты получились при посевах под минеральные удобрения; по навозному удобрению результаты оказались резко отрицательными.

Опыт говорит за необходимость внесения удобрения в наиболее легко доступной для растения форме.

Вопрос о применении навозного удобрения для почв крайнего севера, следовательно, еще не решен.

Что касается минеральных удобрений, в моем распоряжении имеются лишь данные относительно содержания доступной для растения фосфорной кислоты в различных типах тундровых зон (по методу Кирсанова). Количество доступной P_2O_5 в тундровых почвах весьма пестрое. Есть почвы, вполне обеспеченные P_2O_5 (P_2O_5 до 20—25 мг-экв.), а есть мало обеспеченные (P_2O_5 около 10 мг-экв. и меньше).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аболин, Р. И. Постоянная мерзлота грунтов и ископаемый каменный лед. Зап. Читинск. отд. Приам. отд. ИРГО, вып. IX, 1913.
2. —— Геоботаническое и почвенное описание Лено-Вилюйской равнины. Изд. Акад. Наук СССР. Тр. Ком. по изуч. ЯАССР, 1929, X.
3. Афанасьев, Я. Н. Из области анаэробных и болотистых процессов. Почвоведение, 1930, XXV.
4. —— Классификационная проблема в русском почвоведении. Москва, 1927.
5. —— Зональные системы почв. Горки, 1922.
6. Боев, Н. Н. Исследование вопроса о вечной мерзлоте почвы. Бюлл. Политехн. общ., сост. при Техн. учил., №№ 1—2, 1897 г.
7. Вечная мерзлота. Изв. Общ. любит. естеств. антроп. и этногр., 1910, № 2.
8. Высоцкий, Г. Н. Глей. Почвоведение, 1905 г., VII.
9. Гедройц, К. К. К вопросу об обменном водороде и обменном аллюминии в кислых почвах (см. Почвоведение, 1930, 5).

9а. Гладцин. Каменные многоугольники.

10. Глинка, К. Д. К вопросу о различии подзолистого и болотного типов выветривания. Почвоведение, 1911 г., № 2.
11. — Почвоведение. Сельхозгиз, 1931.
12. —— Почвы России и прилегающих стран. 1923.
13. —— Очерк почв Якутии. Якутск. сборник Акад. Наук СССР, т. II, Ленинград, 1927.

14. Григорьев, А. А. Типы тундрового микрорельефа субарктической Евразии, их географическое распространение и генезис. Землеведение, 1925, XXVII.
15. —— Вечная мерзлота и древнее оледенение. Сб. „Вечная Мерзлота". Изд. Акад. Наук СССР, 1930.
16. —— Почвы субарктической тундры и лесотундры Евразии в связи с наблюдениями в Большеземельской тундре в 1921 г. Почвоведение, т. XX, вып. 4, Москва, 1925.
17. Городков, Б. Н. и Неуструев, С. С. Почвенные районы Уральской области. Уральск. техн. эконом. сборник, 5, 1923.
18. —— Тундра и альпийский пояс гор. Природа, 1929, XVIII.
19. —— Полярный Урал в верховьях рр. Войкара, Сыни и Ляпина. Мат. КЭИ Акад. Наук СССР, 7, серия Уральская.
20. —— Почвы тундры. Природа, 1929 г., XVIII, стр. 70.
21. —— Почвенные исследования Гыданской экспедиции Акад. Наук СССР. Осведом. бюлл. КЭИ, 1929, II.
22. —— Полярный Урал в верхнем течении рр. Соби и Войкара. Изв. Акад. Наук, 1926.
23. —— Полярный Урал в верхнем течении р. Соби. Тр. Бот. Музея Ак. Наук СССР, 1926, XIX.
24. —— Почвы Гыданской тундры. Тр. Полярн. ком. Акад. Наук, Ленинград, 1932, в. 7.
25. Драницын, Д. А. О некоторых зональных формах рельефа крайнего Севера. Почвоведение, 1914, № 4.
26. —— Материалы по почвоведению и геологии западной части Нарымского края. Тр. Почв.-бот. экспед. по исслед. колон. районов Азиатской России (почв. исследов. 1911 г.).
27. —— 1916 г. Сев. Енисейская экспедиция. Предварит. отчет об орган. и испол. работ по исслед. почв Азиатской России в 1914 г. Петроград.
28. Доктуровский, В. С. Растительность Тырминско-Буреинского района и Амурской области вообще. Тр. Почв.-ботан. экспед. Перес. управл., 1911, ч. II, вып. 3, стр. 110.
29. Докучаев, В. В. К учению о почвенных зонах. СПб., 1899.
30. Завалишин, А. А. Несколько наблюдений к познанию почв с близким глеевым горизонтом. Сборник памяти К. Д. Глинки. Ленинград, 1928.
31. Залесский, С. К вопросу о мерзлой почве. 1895.
32. Захаров, С. А. Курс почвоведения, Москва—Ленинград, Сельхозгиз, 1931.
33. —— К характеристике высокогорных почв Кавказа. Изв. Константиновского Межевого института, 1914, V.
34. Зубков, А. И. К вопросу об изменении климата на севере Сибири в послеледниковое время. Тр. Полярн. ком. Акад. Наук, вып. 5.
35. Иванов, И. М. О почвенных образованиях в Арктике. Научные результаты экспедиции на Землю Франца Иосифа летом 1929 г. Сб. под ред. В. Ю. Визе. Тр. Инст. по изуч. Севера, вып. 49, Гостехиздат, 1931.
36. Казаков, Е. К вопросу о кислотности и степени насыщенности болотных почв. Тр. Ленингр. Мелиорац. станц., вып. I, 1930.
37. Казанский, А. Ф. О микробиологических работах на Новой Земле в 1926/27 г. Дневник Всесоюзного Съезда ботаников. Ленинград, 1928 г.
38. Квашнин-Самарин, Н. В. К вопросу о мерзлоте как факторе почвообразования в западной части Амурской области и на Олекминском водоразделе. Мат. по изуч. русских почв, 1911, вып. 20.
39. Красин, А. А. Почвы Северо-восточной области и их изучение. Архангельск, 1925 г.
40. Левицкий, А. П. Предварительный отчет о ботанических исследованиях Сибири, под редакцией Флерова. 1909.
40а. Ливеровский, Ю. А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского края. Тр. Геоморф. инст. Акад. Наук, вып. 7.
41. Мальченко, Е. Климатические условия в районе вечной мерзлоты. Вечная мерзлота. Сб. Акад. Наук СССР, 1930.

42. Маркус, Э. А. Подзолистоболотные почвы средней части Кольского полуострова. Работы Кольского почв.-ботан. отряда Сев. Научно-промысл. эксп., 1922, т. II.
43. Миддендорф, А. Путешествие на север и восток Сибири, 1860—67 гг.
44. Никифоров, К. Метеорологические почвенные и ботанико-биологические наблюдения на станции Бомнак за лето 1910 г.
45. —— О некоторых динамических процессах в почвах в области распространения вечной мерзлоты. Почвоведение, 1912, № 2.
46. Неуструев, С. С. Элементы географии почв. Ленинград, 1930.
47. —— Опыт классификации почвообразовательных процессов в связи с генезисом почв. Изв. Географ. инст., 1926, VI.
48. —— К вопросу об изучении послетретичных отложений Сибири. Почвоведение, 1920, XX.
49. —— К вопросу об изучении послетретичных отложений Сибири. Почвоведение, 1925, XX.
50. Обручев, В. А. Геологический обзор Сибири. Москва, 1927.
51. —— Полевая геология, т. I—II, 4 изд., Москва—Ленинград, Гос. Горн.-Научн. техн. изд., 1932.
52. Огнев, Г. Н. Почвы участка Петергофского Ест.-научн. инст. Тр. Почв. инст. Акад. Наук, вып. 2, 1920.
53. Прохоров, Н. И. Северная часть Амурской области. Предварительный отчет об организации и использовании работ по исследованию почв Азиатской России в 1911 г. СПб., 1912.
54. —— К характеристике почвообразования на Кольском полуострове. Бюлл. III Всеросс. Съезда почвовед. в Москве, 1921, № 3—4.
55. Посе, Р. Программа для ботанико-географического исследования тундры. СПб., 1910.
56. Палибин, И. В. О природе Новой Земли и Земли Франца Иосифа. Почвоведение, 1902, IV.
57. Подъяконов, С. Я. Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения. Изв. ИРГО, 1903, т. XXXIX, вып. IV.
58. Полынов, Б. Почвенно-географический очерк Тырминской горной тайги Амурской области. Тр. Почв.-ботан. эксп. по исследованию колониз. районов Азиатской России. Чл. I — Почвенное исследование, 1909.
59. —— Особенности условий выветривания и почвообразования в Амурской области. Ежег. по геол. и микрогеол. России, 1910, т. XII, вып. 5—6.
60. —— О вечной мерзлоте и о формах льда и снега, переживающих лето в Амурской области. Землеведение, 1910, кн. III.
61. Ратманов, Г. Е. Почвы Новой Земли. Тр. Почв. инст. им. В. В. Докучаева Акад. Наук, СССР, 1930.
62. Ревердатто, В. В. Морфология и растительность пятнистой тундры арктической и альпийской области Сибири. Изв. Томского отдел. Гос. Русск. Бот. общ., 1931, III, № 1—2.
63. Самойлович, Р. Л. Ново-Земельский отряд. Тр. Сев. научно-промысл. эксп. (с наблюдениями К. Ф. Маляревского над почвами Новой Земли). 1922.
64. Сапожников, В. В. и Никитина, Е. В. Нижняя Обь и Обская губа. Изв. Русск. Геогр. общ., 1923.
65. Северин, С. Бактериальное население нескольких образцов почв из далекого Севера. Вестн. бактериол. агроном. станции им. В. К. Феррейна, 1909, № 15.
66. Сибирцев, Н. М. Почвоведение, 1901.
67. Соколов, Н. Н. О возрасте и эволюции почв в связи с возрастом пород и рельефа. Тр. Почв. инст. им. В. В. Докучаева, Л., 1932, вып. 6.
68. Сочава, В. Б. О пятнистых тундрах Анадырского края. Ак. Наук СССР. Тр. Полярн. ком., вып. 2, 1930.
69. Стратанович, В. В. Почвенно-геологический очерк окрестностей Верхне-Зейской станции. Мат. по изуч. русск. почв., вып. 19, стр. 45—47. 1910.

70. Сукачев, В. Н. К вопросу об изменениях климата и растительности на Севере Сибири в послетретичное время. Метеоролог. вестн., 1922, № 1—4.
71. —— Растительность верхней части бассейна р. Тунгира Олекминского окр. Якутской обл. Тр. Амурск. эксп., 16, Бот. исследов. 1910 г., I. СПб., 1912.
72. —— К вопросу о влиянии мерзлоты на почву. Изв. Акад. Наук., 1911, VI.
73. Сумгин, М. И. Вечная мерзлота почв в пределах СССР. Владивосток, 1927.
74. —— Современное положение исследования вечной мерзлоты в СССР и желательная постановка этих исследований в ближайшем будущем. Вечная мерзлота. Изд. Акад. Наук. Л., 1930.
75. Танфильев, Г. И. Пределы лесов в Полярной России. Одесса, 1911.
76. Тихеева, П. В. О рендзинных и подзолистых почвах в области силурийского плато. Тр. Почв. инст. им. В. В. Докучаева, Л., 1932, вып. 6.
77а. Шалабанов, А. А. Пропускает ли воду мерзлая почва. Почвоведение, 1903, № 3.
77. Тюлина. Из высокогорной области Южного Урала. Очерки по фитосоциологии и фитогеогр. М., 1929.
78. Шульга, И. А. Морфологические особенности почв крайнего востока и запада Архангельской губ. Бюлл. III Съезда почвоведов, № 3—4. Москва, 1920.
79. —— К вопросу о природе и почвах острова Колгуева. Почвоведение, VI, 1904.
80. Филатов, М. М. Меридиональный схематический профиль почв Европейской части СССР. Тр. Гос. Почв. инст., 1927.
81. Ячевский, Л. А. О термическом режиме земной поверхности в связи с геологическими процессами. Горн. Журн., 1905, № 4—6.
82. —— О вечно мерзлой почве Сибири. Изв. ИРГО, 1889, т. XXV, вып. V.
83. Alix, A. Nivations et sols polygonaux dans les Alpes françaises. La Géogr., XXXIX, 1923.
84. Blank, E. F., Giesecke und Keese, H. Beiträge zur chemischen Verwitterung auf Hindö vesteraalen N.-Norwegen. Chem. d. Erde, 4, 76/77, 1928.
85. Blanck, E., Rieser A. und Mortensen, H. Die wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen im Sommer 1926. Chem. d. Erd., 3, 1928.
86. Blanck. Ein Beitrag zur Kenntnis arktischer Böden, insbesonders Spitzbergens. Chem. d. Erde, 1919.
87. Bjölykke, K. O. 2 Bodenprofile aus Swalbard (Spitzbergen). Bodenkundliche Forschungen, I, 96—108, 1928.
88. Bunge. Einige Worte zur Bodeneisfrage. Зап. И. СПб. Мин. общ., 40, № 8, 1903.
89. Bodman, W. Ergebnisse der Schwedischen Südpolarexpedition, 1901—03.
90. Beskow, G. Erdfliessen und Strukturboden der Hochgebirge im Licht der Frostgebung. Geologiska Foreningens Förhandlinger, 52, SS. 622—638. Stockholm, 1930.
91. David, E in E. H. Shakleton. The Heart of the Antarctic. London, 1909.
92. Deutsche Südpolexpedition, 1901—1903.
93. Diskussion über Bodenfluss (solifliction) von Miehte, Penck, Spethmann, Braun. Ztschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin, Nr 4, 1912.
94. Dubois, A. La région du Mont Lusitania au Spitzberg. Bull. Soc. Neuchâteloise de Géogr., 21 (Neuchâtel), 1911.
95. Drygalski, E. Grönlandexpedition 1891—93. Berlin, 1897.
96. Elton. The nature and origin of soil polygons in Spitzbergen. Quartern. Journ. of the Geol. Soc., 78, 1927.
97. Frödin, J. Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfliessen in den alpinen Regionen des Schwedischen Lapplands. Meddelanden Lunds Univ. Geograf. Inst., Ser. A, № 2, S. 25. Lund, 1918. Zugleich Lunds Univ. arsskr., N. Avd. 214, Nr. 24.
98. Frosterus, B. Die Klassifikation der Böden und Bodenarten Finlands. Geol. Kom., i Finl. Agrogeol. Medd., 18, Helsingfors, 1924.
98a. Gignaux, M. Les sols polygonaux dans les Alpes et la genèse des sols polaires. Annales de Géographie, № 228, 1931.

99. Gellert, J. et Schüller, A. Eiszeitboden im Riesengebirge. Ztschr. d. deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 81, 1929, H. 9.
100. Gorodkow, B. N. Soils of the tundra plain of the USSR. Почвоведение, 1930, XXV, № 4.
101. Gregory, J. W. Stone polygons beside Loch Lomond. The Geogr. Journ., vol. LXXVI, 1930.
102. Gruner, M. Die Bodenkultur Islands. Arch. f. Biontol., III, 64—84. Berlin.
103. Gripp, K. Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. Abh. Naturwiss. Ver. Hamburg., 21, Hamburg, 1927, H. 3, 7.
104. Hans Heb. Die präglaziale Alpenoberfläche. Dr. A. Petermanns Mitteilungen aus Justus Perthes geographischer Anstalt. 59. Jahrgang, 1913, Gotha, S. 281.
105. Hamberg, A. Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen. Geol. Forening. i Stockholm Forhandlinger, 37, 1916.
106. Hilgard, E. W. Die Böden humider une arider Länder. Internat. Mitt. Bodenkunde, I, 1911.
107. Högbom, B. Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala, 9, 41—51, 1908/09.
108. Högbom, B. Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischen Factor. Bull. Geol. Inst. Upsala, 278, ff. 1925—27.
109. Högbom, B. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala, 12, 261, vol. XI, 1914.
110. Huxley, S. and Odell, N. E. Notes on the surface markings in Spitzbergen. Geogr. Journ., № 3, 1924.
111. Jeckel, O. Eiskanter und Windkanter. Ztschr. f. Geschiebeforschung, 1925, Bd. 1, Berlin, 1925.
112. Jensen, J. A. D. Undersogelse af Gronlands estkust. 64—67° n. Br. Meddelelser om Grenland.
113. Kaufmann, H. Phytnische Phenomene der Erdoberfläche. Braunschweig, 1929.
114. Kinsi, H. Beobachtungen über Strukturboden in den Ostalpen. Pettermanns Mitt., 263, 1928.
115. Kjelmann, F. R. Über den Pflanzenwuchs an der Nordküste Sibiriens. (Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Vegaexpedition).
116. Leffingwell, K. Ground ice wedges the dominant forms of ground-ice in the Coast of Alaska. Journ. of Geol., 23, № 7, 633, ff. 1915.
117. Letroy, J. H. Report upon the depth of permanently frozen soil in the polar regions in geographical limit and relations to the present poles of greatest cold. Proc. of the R. Geogr. Soc. London, vol. VIII, 1886.
118. Meinardus. Arktische Boden. Handbuch der Bodenlehre. Dr. E. Blanck. 3. Band. 415, Berlin, 1930.
119. —— Characteristische Bodenformen auf Spitzbergen. Spitzb. Naturhist. Ver. R. West. Bonn., 1912, 23—32.
120. —— Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. Ztschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin, 1912, Nr. 4.
121. Meyer, A. Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa. Chemie der Erde, II, 1926.
122. Mansen, Fr. Spitzbergen, f., Abb. 10—18. Leipzig, 1922.
123. Nordenskjöld, O. Einige Züge der physischen Geographie und der Entwicklungsgeschichte Sudgrönlands. Geogr., 3, 1914.
124. Ohly, Ch. Die klimatischen Bodenzonen und ihre charakteristischen Bodenbildungen. Intern. Mitteil. für Bodenkunde, 1913, III.
125. Penck, A. Die Eismassen der Eschcholy Bai. Deutsch. geogr. Blätter, 4, 1881.
125a. Passarge, S. Drei Probleme diluvialgeologischer Morphologie. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 83, Jahrgang 1931, Heft 6.

126. Pohle, R. Frostboden (Eisboden) in Asien und Europa. Petermanns Mitt., 1924, 86—89; 1925, 167—169.
127. Prassolow, L. I. Böden des europäischen Teiles des USSR. Führer auf d. Rundreise d. zweiten Intern., Kongresses f. Bodenkunde, Moskau.
128. Qaltonen, V. T. Zur Kenntnis der Ausfüllung des Eises im Boden. Acta forestalia, Fennica 25, 1923, Helsingfors.
129. Ramann, E. Bodenbildung und Bodeneinteilung. Berlin, 1918.
130. Romell, L. G. 1922. Die Bodenventilation als ökologischer Faktor. Medd. fr. Statens Skogsförsöklanstalt, 19, SS. 125—360. Stockholm.
131. Salomon, W. Arktische Bodenformen in den Alpen. Sitzungsberg. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Klasse, Jahrg. 1929, 5, Abt. 31, p. 6, Fig. 9.
132. Samuelson, C. Studien über die Wirkungen des Windes in den kalten und gemässigen Erdteilen. Bull. Geol. Inst. Upsala, 20, Nr. 23, 1926.
133. Satow, G. Das Bodeneis in der Arktis. Aus dem Archiv der deutschen Seewarte, Nr. 5. Hamburg, 1930.
133a. Seidenfaden, Gunnar. Moving soil and vegetation in east Greenland. Kjöbenhavn, 1931.
134. Spethman. Über Bodenbewegungen auf Island. Ztschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin, 1912.
135. Stoll, O. Zur Entstehung des Strukturbodens in polaren Gebieten. Veröff. Deutsch. Observ. Ebeltotthafen Spitzbergen, H. 7, S. 8. Braunschweig, 1917.
136. Schosstakowitsch, W. Der ewiggefrorene Boden Sibiriens. Ztschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin, 1927, Nr. 7/8, p. 428.
137. Taber Stephen. Frost heaving. Journ. of Geol., XXXVII, 5, pp. 428—461, Chicago, 1929.
138. —— The mechanics of frost heaving, Journ. of Geol., XXXVIII, 4, p. 303, 317, fig. 5, 1930.
139. Mamm, Olof. Markstudien i det Nord-Svenska Barrsxogs om madet Moden. Studien in der nordschwedischen Nadelwaldregionen. Meddel. från Statens Skogsförsöksanst., H. 17, № 3, 1920.
140. Tarnuzzer, Chr. Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. Petermanns Mitt., 1911, II, 262—264.
141. Torodsen, Th. Polygonboden und „thufur" auf Islans. Pett. Mitt., 59, II, 253, 1933.
142. Woeikov. Der Einfluss einer Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. Pencks Geogr. Abh., 33, Wien, 1889.
143. Андреев, В. Подзоны тундры Северного Края. Природа, 1932 г., № 10.
144. —— Растительность тундры Северного Канина. Сборник „Оленьи пастбища Северного Края". Изд. Севкрайгосторга, Архангельск, 1931.
145. Дедов, А. А. Оленьи пастбища Тинакской тундры. Сборник „Оленьи пастбища Северного Края". Изд. Севкрайгосторга, Арх., 1931.
146. Ливеровский, Ю. А. Почвы Печорского Края. Тр. Почв. инст., т. VIII, вып. 7, 1934.
147. Самбук, Ф. В. Геоботаническая характеристика зимних оленьих пастбищ у устья р. Печоры. Сборник „Оленьи пастбища Северного Края". Изд. Севкрайгосторга. Арх., 1931.
148. Tamm, O. Eine Methode zur Bestimmung der anorganischen Komponenten des Gelkomplexes im Boden. Medd. fr. Stat. Skogsforsöksanstalt, 19, 1922, SS. 288—304.

J. A. LIVEROVSKIJ

SOILS OF THE ARCTIC REGIONS

Summary

The soils of the arctic regions attracted the attention of explorers first of all by the peculiar structure of their surface.

The zonal character of the tundra microrelief being very striking — the problems connected with the origin of the microrelief were brought forward to the detriment of the study not of the chemical properties of the tundra soils alone, but even of their general morphology.

To the development of this side of the problem of arctic soils contributed the opinion on the small rôle of chemical weathering in arctic regions as compared to the intensive physical weathering (Bjorlykke).

B. N. Gorodkov, the explorer of the natural conditions of arctic regions, supported a contrary viewpoint, according to which from descriptions of the soil cover of the tundra zone should be omitted „the surface formations whose study belongs more to the field of geologists than to that of soil scientists".

However the reference of the surface structure of tundra soils (spots, hillocks) to „geological formations" as well as the study of these „formations" apart from soils is erroneous from the viewpoint of the methodics as well as from that of practice.

Indeed: to separate artificially the soil surface from all its thickness and to study the surface apart from the soil — would mean to abandon beforehand the possibility of the conception of the soil as a whole.

Whereas the tundra soil from its ever frozen layer to its surface is perhaps a more perfect whole than any other soil, and the genesis of the zonal forms of the tundra relief may be explained only through the study of the processes developing in the depth of the soil; at the same time the microrelief in its turn determines many of the physico-chemical processes proceeding in the lower layers of the soil.

A. THE MICRORELIEF OF THE ARCTIC TUNDRA OF EURASIA, ITS FORMS AND ITS GENESIS

The manifold theories explaining the genesis of the tundra microrelief usually pretended to be universal — therein lay in our opinion their fundamental wrong.

Soilformation and the formation of the microrelief in the Eurasian tundra proceed along different lines of development. For instance the spot-formation is an interesting example of how one and the same cause may lead to very different effects.

The typical surface forms of the arctic tundra represent large spots devoid of vegetation around whose elevated surface a stony frame is formed out of non-sorted rock débris (from the parent rock).

In other cases when the parent rock is uniform as to texture, — the barren soil surface breaks up with fissures into convex poligones, close one to another and usually regularly hexagonal; the scarce arctic vegetation appears mostly at the border of spots and of poligones.

Numerous theories were brought forward explaining the arctic spot formation; all were unanimous in one point: the origin of the arctic spots is connected with the soil frozen layer, its alternate freezing and thawing.

A large group of investigators connects the formation of arctic spots and the disposition of the stony material in the soil with: a) the pushing out of the rubble by the finely grained part of the soil which is swelling at freezing; as well as with b) convectional currents due to the different density of the water which freezes in the soil.

In our opinion the best founded is the new theory on the genesis of arctic soils advanced by M. Gignaux (*98*).

The processes of arctic spot-formation are still more complex owing to lateral movements of the tundra soil arising even on very gentle slopes and taking a great part in the formation of the tundra microrelief (Penck, *93*, Högbow, *108*, Sapper, *93*, Meinardus, *119*, *120*, *118*). Gunar Seidenfaden (*133*) describes moving soils in eastern Grönland; this author attempts to connect the disposition of vegetation with the different rapidity and the various types of lateral movement of the soils.

Among the classifications of the types of microrelief and of the structural forms of the arctic tundra soils, suggested by different authors we should consider the classification advanced by Salomon as the most suitable, this classification being based on genetical properties as well as on morphological features.

Salomon distinguishes:

I. Soils free from lateral movements

1) Cellular soils.
2) Soils with „massifs“
   a) stony circles
   b) stony nets
   c) stony islets.

II. Soils subjected to lateral movements

1) Sliding soils without frozen layer (tjäle)
2) Soils on „tjäle“
   a) garlands and festoons
   b) stony hedges
   c) big, sliding stones
   d) stony streams

B. THE MICRORELIEF OF THE SUBARCTIC TUNDRA OF EURASIA, ITS FORMS AND ITS GENESIS

The microrelief and the soil cover of the Eurasian continental tundra qualitatively differs from the microrelief and soils of the highly arctic tundra of Polar Sea islands (Sukachov).

However, up to the present time no detailed genetical classification of the spotty and hillocky subarctic tundra exists. The most complete genetical classification by M. I. Sumgin sufficiently differentiates the hillocky and ice formations, but together with this all the zonal forms of the tundra microrelief independent of the above formations are united in one group „spots — medallions of spotty tundra“ whereas owing to their prevalence in the subarctic tundra of Eurasia they deserve the greatest attention. A series of different theories were advanced explaining the origin of the spots in subarctic tundra. The very first of these theories was that of Middendorf according to which the formation of spots and of hillocks in subarctic tundra is connected with: „the swelling of the earth due not only to water but also to freezing and to the enlargement accompanying it“.

The ideas of Middendorf have found their most logic accomplishment in the work of Sukachov (73), who considers the spots and the hillocks as an inevitable result of the soil freezing in the presence of the over frozen layer in its depth. At the moment of the soil freezing from the surface „the semiliquid layer characteristic of the spotty tundra is being shut up between two frozen layers“, and subjected to the pressure of these layers; at the same time the semiliquid layer itself is enlarging from cooling. The arising tension may lead either to the breaking up of the upper frozen layer and the pushing out of the soil mass (spot-formation), or to the swelling of the soil surface (hillock-formation).

The theory of Sukachov has been much criticized.

Dranitsyn (25, 27) was quite right in pointing out the absence of pouring out of the semiliquid layer onto the soil surface.

The recent data of B. N. Gorodkov obtained by way of stationary observations made in autumn over the freezing tundra soil — likewise do not support the theory of Sukachov.

At the freezing of the tundra soil surface in the autumn is set free the latent heet of the thawing of ice which keeps up a higher temperature in

the deeper soil layers. The soil freezes quite uniformly and the regularity of the curves of soil temperatures bears witness of the non disturbance of the soil during freezing (Gorodkov).

Gorodkov has advanced his own denudation theory of the formation of spotty tundra, in which he has developed the views of Chilmon-Tanfiliev. According to Gorodkov the formation of the spots is connected with factors exterior to the soil. The snow layer being inconsiderable the tundra soil surface is covered by a net of frost fissures which are dividing the spots into irregular poligones.

At the thawing the edges of the fissures slightly fall in, small hollows are formed and finally is developed the hillocky microrelief so characteristic of the dry argilaceous tundra.

Over tracts denudated by winter winds the snow accumulates but in hollows with fissures, whereas the convex central part of the spot is polished by the snow which destroyes vegetation.

Amongst the objections made to B. N. Gorodkov we will cite the following: 1) spots are encountered in depressions of the tundra relief amidst thickets of arctic willows and *Betula nana* where considerable amounts of snow accumulate. Finally within the limits of the region of the frozen soil layer spots occur even in forests (Reverdatto, 62).

2) In the Bolshezemelsk tundra, notwithstanding the intensive fissureness of its soil depending on the more continental climate of the area and its thin snowcover, the spotness is less expressed than in the Malozemelsk tundra with its more humide climate and thicker snow mantle.

M. Gignaux, the author of the most—from our viewpoint—fundamental theory has operated with the views of Taber. The latter has experimentally proved that the freezing of a humide clay calls forth a great increase of volume due not only to the transformation of water into ice but mainly to the capillary rise of water from yet not frozen parts of the soil. We cannot enter in details of the above theory but it should be emphazised that only on the base of this theory can be explained the direct connection between the spots and the places of maximal development of the semiliquid soil layer.

Within the limits of the European continental tundra the spotty tundra of the arctic type (with „Polygonböden“ and „Strukturböden“) covers a narrov strip along the coast of the Yugor Strait and the Kara sea as far as to the Ural range.

The areas of continental subarctic tundra have a peculiar microrelief. The author distinguishes 3 groups of spots, morphologically and genetically.

The first type of spots: small, from 50 cm to 1 m, round spots of level loamy tundra (see fig. 4). The spots are barren, slightly elevated, surrounded by a microdepression with a more humid soil.

Attention should be drawn to the determination of the humus content under the barren spots and under vegetation (see table 1). The lowering

of humus content in both soil profiles parallel and almost identic as is seen by their numeric values, this being a proof of the absence of any pouring out of the semiliquid layer in the sense of Sukachov.

The second type of spots are convex and in places represent the summit of a low mineral hillock (see fig. 5 and 6), usually surrounded by a depression ditch.

In case of a gritty soil, the grit is sorted and accumulates on the surface of the spot.

The formation of the subarctic spots of the first and second type may be accounted for by the following: the lack of uniformity in the vegetative cover of the tundra and the irregular accumulation of water (ice) capillarily rising to the soil surface at freezing. The elevating of the spots surface and the surrounding small ditch — should be considered as an early stage of the spot formation process. At every autumnal freezing an intensive capillary rise of water occurs and besides the hillock with the spot on it is subjected at the freezing of water to a strong lateral pressure (in the depression and from underneath, from the „plyvun", — semiliquid layer) and is pushed out like a float (see sketch of this process, fig. 7).

The third type of spots and hillocks is due to lateral movements of the tundra soil and usually is formed on slopes. The spots are large, up to several meters in diameter and rather elongated in the direction of the slope with a more or less horse-shoe-shaped accumulation of grit surrounding it at the lower part of the slope. On steeper slopes in periods of rain all the upper active part of the soil is transformed into a plastic mass sliding over the semiliquid and the underlying frozen layer. Other forms of relief such as mineral hillocks etc. are frequently involved in similar slidings, which may acquire a catastrophic character (see fig. 9, 10 and 11).

The described forms are appropriated to clays and loams, whereas the sliding of the semiliquid layer upon the frozen one — in sands — leads to a peculiar inward erosion resulting in the subsidence of the active soil layer and in the formation of 50—60 cm deep funnels and pits with undisturbed soil and vegetation cover.

We do not consider adequate to classify the structural forms of the tundra soils or the surface formations — the tundra soils in their whole should be classified in correspondence with all the processes accessible to our study.

C. TYPES OF TUNDRA SOILS

According to V. V. Dokuchaiev, the founder of genetic soil science, a special polar type of soil formation exists which he defined as the „boreal tundra zone" (29); K. D. Glinka distinguished a tundra or peat-lichen zone. Dranitsyn (25), Afanasiev (3) considered the tundra soils as a climatic variety of gley-bog soils. On the contrary B. N. Gorodkov is of the opinion that no separate tundra soil type exists, that in the tundra zone are met with slightly

podzolic soils on sands, concealed podzolic soils on loams and peat bog soils; therefore he refers the tundra soil zone to the podzol zone.

However even the insufficient analytical data at our disposal on tundra soils and tundra weathering (table 9—16) do not permit us to support Gorodkov. We incline to be of the opinion of Blanck who distinguishes besides arid and humic soilformation a peculiar type of „snow soil forms" (nivale Bodenform).

On the basis of personal investigations and the study of different tundra subzones of the Bolshezemelsk and the Malozemelsk tundras it should be advanced that anaerobic conditions of soilformation are characterististic of the tundra zone; therefore 1) the gley-bog soil type in its peculiar tundra variety is prevailing, whereas, 2) the podzolic and 3) the turf meadow soil types play a subordinate rôle.

The above soil types may be disposed into the following classification table:

I. Tundra soils of the lake-bog-solonchak (saline) series

A. Soils of the subarctic tundra

The tundra gley-bog soilformation process may be schematically represented in the following range: 1) concealed gley soil 2) gley-ochre-spotty soil (or gley soil without continuous gley horizon) 3) gley soil with continuous gley horizon 4) peat-gley soil. The chemical characteristics of these soil varieties may be seen from tables II, IV, V, VII and VIII, soil profiles.

B. Soils of the arctic tundra

The four above mentioned soil varieties are likewise developed in the arctic tundra region. Moreover one soil type should be here mentioned, characteristic of the arctic tundra alone:

1) Arctic solonchakous (saline) soil (has been described for the first time by Dranitsyn, 25, 27). The surface of arctic solonchakous soils has the aspect of tundra barren spots, mostly poligonal, the surface of the spots being alone salinised.

According to our observations in the Bolshezemelsk tundra the spots effervesce from the surface but lower down the effervescence rapidly ceases, the thickness of the carbonatic layer being but 5 to 10 cm. The chemical composition of these soils could not be investigated as the samples were destructed during the transport in boats.

II. Tundra soils of the eluvial series

A. Relict forest podzolic tundra

When studying the tundra soilformation processes the possiblity of superposition of recent soilformation over the relict one should be borne in mind as we have shown in another paper (40).

Обл. Центр. Библиотека — Сыктывкар —

In Postglacial time, in the epoch of the climatic „optimum", forest-growth reached the Polar sea; thick podzols formed under these forests are well preserved as relics if burried under sands; the degree of preservation is much lower if the podzols remained on the surface and a new soilformation process developes in the soils.

The first mentioned relict sandy podzols (burried) exhibit a whitish horison A_2 up to 50 cm thick. Horizon B may be subdivided into several subhorizons and is represented by ortsand pan and ortstein concretions in the form of fantastic tubes — the result of sedimentation around the channels of tree rots (see fig. 13).

In comparing various data in the above mentioned paper we have come to the conclusion that during the Postglacial time occured a shifting of the soil and vegetation zones, approximately on 4° against their position at the present time.

B. Recent podzolic soils

Podzolic soils with morphologically expressed soil profile in the new existing natural conditions of tundra soilformation develop but on well drained sands; an inconsiderably worse drainage calls forth the formation of podzol-gley soils. Slightly podzolic and slightly podzolic gley soils usually exhibit a 1—2 cm thick A_1, a 2—3 cm thick A_2 horizon, horizon B attaining 5 cm. When A_2 is absent as a separate horizon, there appears a complex horizon $A_1 + A_2$. Neither ortstein concretions nor ortsand pan can be formed with the low degree of podzolisation, in arctic soils, the B horizon frequently is even morphologically not expressed.

The tundra soils exhibit likewise peculiar chemical properties when compared with analogous soil varieties of other regions. In sandy podzolic tundra soils the soilformation processes proceed in a much less acid medium; pH in podzolic soils of the moss-lichen tundra range along the soil profile from 5.0 to 6.0 whereas pH in the soils of the Pechora region usually is within the limits 3.8—5.5. Much undecomposed half peaty matter accumulates in the upper horizon of the sandy podzolic tundra soils; but these soils contain also a considerable quantity of watersoluble humus as seen in table VII, soil profile 26. However they are poor in exchangeable bases, including the hydrogen ion (see profile 19, table V).

C. Dark coloured tundra soils (turf-meadow)

This soil type has not yet been described by tundra explorers, though it is very important for the explanation of the tundra soilformation processes in the whole. These soils develop only in good drainage conditions — in depressions on rocks rich in bases, and on elevated relief elements on rocks poor in bases. Below the description of a profile of dark coloured tundra soil of the first variety:

A_0 0—2 cm turf layer;
A_1 2—30 „ dark brownish humus coloured middle loam of fine cloddy structure; many roots of herbaceous plants; the colouring gradually becomes lighter;
C from 30 „ ochre-red with scarce blueish grey spots, middle loam of a coarser cloddy structure; porous; probably a silted ancient bog deposit with a high iron content. Frozen layer at the depth of 95 cm.

The dark coloured soils on rocks poor in bases develop on different parent material and according to the latter are characteristic of three main types of tundra:

1) Gritty-turf sandy tundra, 2) grass-turf loamy tundra and 3) turf sandy tundra. These soil are subjected to the influence of vertical zonality, consisting in different conditions of drainage and in the exposition of slopes; thereby they may be compared with mountain meadow soils, being likewise characterised by a rather thick humus horizon (up to 20—25 cm). Here is the description of a similar soil profile:

A_0 0— 2 cm turf;
A_1' 2—10 „ dark brownish humus horizon, sandy, rich in poorly decomposed organic remains, gently peaty; much pebble and grit; lower down the colouring becomes paler;
A_1'' 10—20 „ lighter coloured humus horizon, sandy, without undecomposed matter; grained pulverescent structure;
C from 20 „ yellowish fine sand with great quantities of pebbles and grit; from the depth of 30 cm the whole pit is full of grit.

The reaction of these soils is neutral, pH being about 7, (chemical characteristics see table V, soil profile 66+54). The dark coloured soils are covered with rich meadow vegetation, but they occupy a very inconsiderable place in the tundra soil cover.

As a result of the study of the tundra soils together with all the natural conditions of the Bolshezemelsk and Malozemelsk tundra we consider it adequate to subdivide the tundra zone in the following subzones:

1. Subzone of solonchakous (saline) — poligonal and structural soils corresponding with the vegetation subzone of arctic poligonal tundra. To this subzone should be referred the islands of the Polar sea and a narrow strip along the shores of the Yugor Strait.

2. Subzone of gley spotty soils corresponding to the vegetation subzone of moss-shrubby tundra.

3. Subzone of peat-gley soils of spots and hillocks corresponding with the vegetation subzone of shrubby tundra.

4. Subzone of peat-podzolic-gley soils corresponding to the vegetation subzone of the northern and southern forest-tundra.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Анализы тундровой глеевой суглинистой почвы

Таблица I

Сравнительное содержание гумуса в пятне и рядом

№№ разрезов	Пятно			Рядом с пятном		
	Глубина в см	Валовое содержание гумуса	Воднораств. гумуса в см³ окислителя	Глубина	Валовое содержание гумуса	Воднораств. гумуса в см³ окислителя
29 . . .	0— 5	1.57	50.0	0— 5	3.62	65.0
29 . . .	5—10	1.44	40.0	5—10	1.47	39.0
29 . . .	10—15	2.04	23.0	10—15	1.94	34.0
29 . . .	30—40	1.30	Не опр.	30—40	1.45	Не опр.
29 . . .	78—88	Не опр.	„	78—88	0.63	„
29 . . .	85—90	0.95				

Таблица II

Анализы почв Северной окраины лесной таежной зоны Печорского края

pH определялись электрометрически хингидронно-каломелевым электродом. Поглощенные основания — по методу К. К. Гедройца (вытеснением 1 нормальн. раствором хлористого аммония).

Поглощенный водород — по методу Гедройца (вытеснением 1 нормальн. раствором хлористого бария)

№№ обр.	Глубина в см	Горизонт	pH	Поглощ. Ca в %	Поглощ. Mg в %	Поглощ. H в %
333 Река Лая	7—15	A_1	3.80	0.11	—	0.018
„ .	15—22	A_2	5.54	0.78	—	0.025
„ .	26—33	B (G)	—	0.12	—	0.009
„ .	63—73	C (G)	5.84	0.26	0.33	0.003
„ .	$1^1/_2$— 5	A_2	5.34	0.04	—	0.013
334 Река Уса	12—17	B	5.74	0.06	—	0.025
„ .	23—30	C	5.54	0.05	—	0.013
„ .	50—60	G	5.64	0.19	—	0.007

Таблица III

Данные анализа щелочных вытяжек

№№ по порядку	№№ разрезов	Глубина взятия образца в см	В % к 100 г воздушно-сухой почвы					В миллиграмм-эквивалентах					Название почвы
			Общее количество SiO_2	Общее количество Al_2O_3	$2SiO_2$ / Al_2O_3	Свободн. SiO_2	Свободн. Al_2O_3	Общее количество SiO_2	Общее количество Al_2O_3	$2SiO_2$ / Al_2O_3	Свободн. SiO_2	Свободн. Al_2O_3	
1	17	3—4	0.440	0.330	0.717	0.052	—	0.004	0.003	0.901	Следы	—	Тундровая глеевая суглинистая
2	17	5—10	0.282	0.226	0.491	0.017	—	0.002	0.002	0.004	Следы	—	
3	17	15—20	0.538	0.200	0.369	0.338	—	0.004	0.002	0.004	0.003	—	
4	1	0—6	0.390	0.270	0.586	0.073	—	0.003	0.003	0.005	0.006	—	Скрыто-глеевая суглинистая
5	1	25—36	0.458	0.230	0.499	0.187	—	0.004	0.002	0.005	0.002	—	
6	1	63—70	0.344	0.136	0.295	0.184	—	0.003	0.001	0.003	0.002	—	
7	100	7—10	0.316	0.305	0.584	—	0.041	0.003	0.003	0.005	—	следы	Тундровая глеевая с выраженным глеевым горизонтом, суглинистая
8	100	15—22	0.468	0.232	0.504	0.196	—	0.004	0.002	0.005	0.002	—	
9	100	30—35	0.512	0.206	0.377	0.312	—	0.004	0.002	0.003	0.003	—	
10	109	5—10	0.586	0.626	1.043	—	0.143	0.005	0.006	0.009	—	0.001	
11	109	26—32	0.628	0.410	0.910	0.132	—	0.005	0.004	0.008	0.001	—	
12	109	60—70	0.516	0.380	0.821	0.072	—	0.004	0.004	0.007	0.001	—	

Таблица IV

Поглощенные основания, определенные по методу К. К. Гедройца вытеснением 1 нормальн. раствором хлористого бария), pH электрометрическим способом и гумус по Шолленбергеру.

№№ разрезов	Горизонт	Глубина в см	pH	Гумус	Ca погл. в %	Mg погл. в %	H погл. в %	Ca″ в мг-экв.	Mg в мг-экв.	H в мг-экв.	Емкость в мг-экв. на 100 г почвы
100 — тундровая глеевая с выраженным глеевым горизонтом суглинистая	A_1—G	7—10	6.65	1.34	0.01	Следы	—	5.50	—	—	5.50
	G—A_2	15—22	6.65	0,97	Следы	Не опред.	—	0.21	Не опред.	—	—
	C	30—35	6.28	0.65	0.24	0.06	—	11.99	5.38	—	17.37
109 — Тундровая глеевая с выраженным глеевым горизонтом суглинистая	A_1G	0— 5	5.87	11.58	Не опред.	Не опред.	Не опред.	Не опред.	Не опред.	Не опред.	Не опред.
	A_1″G	5—10	5.53	0.75	Следы	0.00	0.001	0.20	1.22	1.49	2.91
	G—A_2	26—32	5.98	0.66	0.01	Не опред.	Следы	0.46	Не опред.	0.07	Не опред.
	F—G	60—70	5.75	0.34	Не опред.	„ „	Не опред.	Не опред.	„ „	Не опред.	„ „
109 — то же	A_1	0— 6	—	0.77	0.13	0.0985	0.001	6.72	4.92	0.72	12.36
109 — то же	C(G)	25—36	5.61	0.41	0.20	0.0300	—	4.95	1.50	—	6.45
109 — то же	C	63—70		Не опред.	0.16	0.0120	—	8.03	0.60	—	8.62
66 — темноцветная (дерновинно-луговая) супесчаная почва	A_1	5—12	6.34	„ „	0.48	0.0775	0.009	23.79	3.87	8.60	36.27
	CG	45—55	6.03	„ „	0.53	0.1115	—	26.74	5.57	—	32.31
9 — тундровая охристо-глеевая суглинистая	BG	10—15	6.39	„ „	0.12	0.0325	0.001	5.83	1.62	1.30	8.45
	G	15—20	5.99	„ „	0.15	0.0305	0.002	7.405	1.52	2.31	11.24
	C	40—45	5.65	„ „	0.16	0.0740	0.002	8.04	3.70	1.92	13.66
19 — современная слабоподзолисто-глеевая песчаная над реликтовым погребенным песчаным подзолом	A_0	0—1/2	Не опред.	„ „	Не опред.	Не опред.	0.004	Не опред.	Не опред.	Не опред.	Не опред.
	A_1 + A_2	1/2— 2		„ „	0.04	0.0090	0.003	„ „	„ „	„ „	„ „
	C_1	2 1/2—5 1/2		„ „	Следы	Не опред.	0.001				
	C_2	15—20		„ „	„	0.0015	Не опред.				
	A_1	39—45		„ „	„	Не опред.	0.001				
	A_2	50—60		„ „	„	„ „	0.001				
	B_2	90—100		„ „	„	„ „	0.002				
	C	130—140		„ „	„	„ „	0.001				

Таблица V

Таблица определений неорганических компонентов комплекса гелей по методу Тамм в тундровых почвах двойной экстракции кислым оксалатом аммония

№№ разрезов	Глубина взятого образца в см	В % на воздушно-сухую навеску					$SiO_2 + R_2O_3$
		SiO_2	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	Fe_2O_3	Al_2O_3	Отн. $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	
100 — тундровая глоевая с выраженным глеевым горизонтом суглинистая	7—10	0.36	0.98	0.95	0.03	0.31	1.34
	15—22	0.31	0.74	0.73	0.01	0.49	1.05
	30—35	0.13	0.96	0.95	Следы	0.10	1.09
109 — то же	5—10	0.47	0.47	0.46	0.051	0.99	0.94
109 — то же	26—32	0.34	2.09	2.05	0.04	0.13	2.43

Типичный подзол из северной Швеции по Lundblad

Горизонт	Глубина взятого образца в см	В % на воздушно-сухую навеску					$SiO_2 + R_2O_3$
		SiO_2	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	Fe_2O_3	Al_2O_3	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	
A_2	5—13	0.09	0.51	0.20	0.31	0.17	0.60
B	13—23	0.49	2.97	1.24	1.73	0.16	3.46
C	50	0.18	1.30	0.62	1.68	0.13	1.48

Таблица VI

Механический анализ по Сабанину

№№ разрезов	Горизонт	Глубина в см	1—0.5 мм	0.5—0.25 мм	0.25—0.05 мм	0.05—0.01 мм	Меньше 0.01 мм
1—тундровая скрытоглеевая суглинистая	A_1	0—6	0.25	14.50	33.00	17.50	34.75
	C(G?)	26—33	0.25	3.25	47.00	22.00	27.50
	C|	63—70	0.25	3.50	37.75	31.00	27.50
100 — тундровая глеевая с выраженным глеевым горизонтом суглинистая	A_1 — G	7—10	0.50	8.25	20.75	37.00	33.50
	G — A_2	15—28	0.25	10.75	28.25	30.75	30.00
	C	30—35	0.75	8.00	21.75	35.25	34.25
9—тундровая скрытоглеевая суглинистая	BG	10—15	0.50	6.50	30.00	23.00	40.00
	G	15—20	0.25	6.50	30.00	22.25	41.00
	C	40—45	0.25	6.25	31.50	21.75	40.25
17 Тундровая глеевая суглинистая	A_1	3—4	—	8.00	35.00	22.25	34.75
	G	5—10	0.25	6.75	31.75	21.50	39.75
	C	15—20	0.50	6.25	22.75	19.75	43.75
19 Современная слабоподзолисто-глеевая песчаная тундровая над реликтовым погребенным песчаным подзолом	A_0	0—1/2	11.00	5.75	72.50	5.00	5.75
	$A_1 + A_2$	1/2—2 1/2	0.75	21.75	75.00	2.25	0.25
	C_1	2 1/2—5 1/2	0.50	26.00	71.50	1.00	1.00
	C_2	15—20	0.25	18.25	77.50	1.00	3.00
	C_3	20—25	0.75	21.75	70.75	1.50	5.25
	C_4	30—35	0.50	19.06	69.00	2.00	8.75
	A_1	30—45	1.50	28.00	66.25	0.50	3.75
	A_2	50—60	1.00	32.50	60.25	0.50	5.75
	B_2	90—100	5.50	20.50	70.50	0.50	3.00
	C	130—140	1.00	14.00	82.50	0.25	2.25

Таблица VII

Содержание гумуса

Валовое содержание гумуса по Шолленбергеру, водорастворимый гумус по Ищерекову

Название почвы	№№ разрезов	Глубина в см	Горизонт	% гумуса в абсол.-сух. почве	Водно-растворимый гумус в см³ 0.05 норм. перманганата
Тундровая скрытоглеевая, суглинистая	1	0—6	A_1	0.77	34.00
	1	25—36	C(G?)	0.41	24.0
Тундровая глеевая, суглинистая	17	3—4	A_1	1.64	Не опред.
	17	5—10	G	1.08	„ „
	17	15—20	C	1.27	„ „
Темноцветная тундровая суглинистая	18	$^1/_2$—$5^1/_2$	A_1'	9.67	90.0
	18	12—18	A''_1	2.40	68.0
	18	22—27	C	0.64	38.0
Тундровая глеевая-суглинистая	25	2—7	A_1	1.23	64.0
	25	15—20	G	1.34	33.0
	25	35—40	C	1.04	39.0
Слабо подзолистая, песчанистая	26	0—2	A_1	6.77	80.0
	26	2—4	A_2	2.12	60.0
	26	4—9	B	1.01	25.0
	26	20—30	C	0.54	72.0
	26	43—53	C	0.20	Не опред.
Тундровая глеевая с выраженным глеевым горизонтом, суглинистая	109	0—5	A_1G	11.58	172.0
	109	5—10	$A_1''G$	0.75	29.0
	109	26—32	$G—A_2$	0.66	18.0
	109	60—70	F—G	0.34	Не опред.
То же	100	7—10	$A_1—G$	1.34	„ „
	100	15—52	$G—A_2$	0.97	„ „
	100	30—35	C	0.65	„ „

Таблица VIII

Валовое содержание кремневой кислоты и суммы полуторных окислов (железа и алюминия) в образцах тундровых почв

Название почвы	№№ разрезов	Глубина	Горизонт	SiO_2 в %	$Fe_2O_3 + Al_2O_3$ в %
Скрыто глеевая, суглинистая	1	0—6	A_1	79.39	16.60
	1	25—36	C(G?)	79.42	17.25
	1	63—70	C	79.31	17.25
Тундрово-глеевая, суглинистая	17	3—4	A_1	67.59	17.10
	17	5—10	G	70.66	16.20
	17	15—20	C	70.99	13.60
Тундрово-глеевая с выраженным глеевым горизонтом	109	5—10	$A_1''G$	76.07	9.10
	109	26—32	$G—A_2$	72.34	13.35
	109	60—70	F—G	78.51	8.80

Обл. Центр. Бібліотекалöн — Сыктывкар —

Цена 5 руб.

ПРИЕМ ЗАКАЗОВ И ПОДПИСКИ

на все издания Академии Наук СССР производится Сектором распространения Издательства Академии Наук, Ленинград 1, В. О., Менделеевская лин., 1, тел. 5-92-62.

Представителем по распространению в Москве и Московской области является Книготорговое объединение Государственных издательств (КОГИЗ).